Geologische Untersuchung der Niesenkette

Inaugural-Dissertation

der

Philosophischen Fakultät II der Universität Bern

zur

Erlangung der Doktorwürde

vorgelegt von

Max Bornhauser
aus Weinfelden (Thurgau)

Von der Philosophischen Fakultät II auf Antrag von Herrn Prof. Dr. P. Arbenz angenommen.
Bern, den 23. Dezember 1926.
Der Dekan: Prof. Dr. **F. Gonseth.**

PAUL HAUPT
Akademische Buchhandlung vorm. Max Drechsel
Bern 1929

Geologische Untersuchung der Niesenkette

Inaugural-Dissertation

der

Philosophischen Fakultät II der Universität Bern

zur

Erlangung der Doktorwürde

vorgelegt von

Max Bornhauser

aus Weinfelden (Thurgau)

Von der Philosophischen Fakultät II auf Antrag von Herrn Prof. Dr. P. Arbenz angenommen.

Bern, den 23. Dezember 1926.

Der Dekan: Prof. Dr. ***F. Gonseth.***

PAUL HAUPT

Akademische Buchhandlung vorm. Max Drechsel

Bern 1929

Aus dem
Geologischen Institut der Universität Bern
Direktor: Prof. Dr. Arbenz.

R. UNIV.
BIBLIOTHEEK
LEIDEN

Vorwort.

Die auf Anregung von Herrn Prof. P. ARBENZ begonnenen Untersuchungen zur vorliegenden Arbeit über die Geologie der Niesenkette wurden während den Sommermonaten der Jahre 1924—1926 ausgeführt. Sie sollten vor allem dazu dienen, die stratigraphischen und tektonischen Verhältnisse des Niesenflysches aufzuklären. Da eine Deutung der Stratigraphie des Flysches auch auf Grund lithologischer Untersuchungen versucht wurde, so wurde die Lithologie des Niesenflysches eingehender behandelt. Die betreffenden sedimentpetrographischen Arbeiten wurden im Geologischen Institut Bern ausgeführt, wo sich auch alle dazugehörigen Belegmaterialien befinden.

Hand in Hand mit den Felduntersuchungen erfolgte die geologische Kartierung des Gebietes der Niesendecke im Maßstab 1:50 000.

Für das grosse Interesse an meiner Arbeit, für die vielseitigen Anregungen und Unterstützungen möchte ich meinem verehrten Lehrer, Herrn Prof. P. ARBENZ den besten Dank aussprechen. Ebenso allen denjenigen, die durch Diskussionen und Mitteilungen meine Arbeit fördern halfen. So besonders den Herren Prof. E. HUGI, Pd. Dr. H. HUTTENLOCHER und Dr. W. SCHNEEBERGER.

Besondern Dank möchte ich noch Herrn Prof. L. DÉVERIN in Lausanne abstatten, der mich in kurzer Zeit in das Studium der Sedimentpetrographie einführte.

Ebenfalls sei hier das freundliche Entgegenkommen der Verwaltung der Niesenbahn bestens verdankt.

Bern, Geologisches Institut, 1926.

M. Bornhauser.

Inhaltsverzeichnis

Seite

Historischer Ueberblick 39

1. Ueberblick über den geologischen Aufbau der Niesenkette . . 42
- a. Zone des Cols 42
- b. Niesendecke 43
- c. Préalpes médianes 44

2. Abgrenzung der Niesendecke 44
- a. Südrand von Lenk bis Mülenen 44
- b. Nordrand von St. Stephan bis Wimmis 52

3. Stratigraphie und Lithologie des Niesenflysches 55
- A. Gliederung 55
  - a. Gipszone 55
  - b. Frutigserie 57
    - 1. Tonschiefer 59
    - 2. Kalke 62
    - 3. Sandsteine (kieselige Kalke und Sandsteine) 64
    - 4. Breccien und Konglomerate 67
  - c. Albristserie 68
    - 1. Tonschiefer 69
    - 2. Kalke 70
    - 3. Sandsteine, Breccien und Konglomerate 71
      - a. Sandsteine 71
      - b. Breccien und Konglomerate 73
      - c. Fauna der Sandsteine und Breccien 74
      - d. Zusammensetzung und Herkunft der Gerölle . . . 75
      - e. Unterschiede zwischen den grobkl. Basisbildungen und den übrigen Breccien 80
      - f. Die Kalkbreccien 81
  - d. Zusammenfassung 83
- B. Faciesverhältnisse und Alter 85
  - 1. Die gegenseitigen Beziehungen der verschiedenen Gesteinszonen 85
  - 2. Alter des Niesenflysches 89
  - 3. Zusammenfassende Betrachtung der Gesteinstypen . . . 93

4. Tektonik 101
- a. Lokaltektonik 101
- b. Streichrichtungen 106
- c. Zur Frage der Einwicklung der Préalpes unter die Niesendecke 107
- d. Die tektonische Zugehörigkeit der Niesendecke 108

5. Anhang: Die Terrassensysteme der Niesenkette 110

Literaturverzeichnis

a. Literatur über die Geologie der Niesenkette und angrenzender Gebiete.
(Regionalgeologische Untersuchungen.)

1. ADRIAN, H.: Geologische Untersuchungen der beiden Seiten des Kandertales. Eclog. geol. Helv. *13,* 1915 (238—351).
2. ARGAND, E.: L'exploration géologique des Alpes Pennines centrales. Bull. Soc. vaud. Sienc. nat. *45,* 1909, (217—276).
3. — Sur l'arc des Alpes occidentales. Eclog. geol. Helv. *14,* 1916, (145—191).
4. BECK, P.: Ueber das Substratum der medianen Präalpen und seine Beziehungen zu den Habkern- und Bündnerdecken. Eclog. geol. Helv. *11,* 1912, (736—739).
5. — Die Niesen-Habkerndecke und ihre Verbreitung im helvetischen Faciesgebiet. Eclog. geol. Helv. *12,* 1912, (65—147).
6. — Geologie der Gebirge nördlich von Interlaken. Beitr. z. geol. Karte d. Schw. N. F. Lfg. *29,* 1911.
7. BERNET, ED. M.: La zone des Cols entre Adelboden et Frutigen. Eclog. geol. Helv. *10,* 1908, (213—292).
8. BOUSSAC, J.: Etudes stratigraphiques sur le nummulitique alpin. Mém. p. serv. à l'explication d. l. Carte géol. dét. d. l. France, Paris 1912.
9. BUECHI, O.: Geolog. Untersuchungen im Gebiete der Préalpes externes zwischen Valsainte und Bulle. Mém. Soc. fribourg. Sc. nat. *9,* fasc. 1, 1923.
10. BUXTORF, A.: Ueber die tektonische Stellung der Schlieren- und Niesenflyschmasse. Verh. nat. Ges. Basel *29,* 1918, (270—275).
11. CHAVANNES: Nummulites du Flysch sous le Meilleret. Bull. Soc. vaud. Sc. nat. *10,* 1869, (341).
12. CORNELIUS, H. P.: Petrographische Untersuchungen in den Bergen zwischen Septimer- und Julierpass. N. J. f. Min. etc. Beil. Bd. *35,* 1912, (374—498).
13. ESCHER, A. und STUDER, B.: Geologische Beschreibung von Mittelbünden. N. Denkschr. schweiz. nat. Ges. *3,* 1839, (218).
14. GAGNEBIN, E.: Description géologique des Préalpes bordières entre Montreux et Semsales. Mém. Soc. vaud. Sc. nat. *2,* Nr. I, 1924.
15. GERBER, ED.: Zur Geologie des Gurnigels. Eclog. geol. Helv. *16,* 1922, (546—547).
16. — Beiträge zur Geologie der östlichen Kientaleralpen. N. Denkschr. schweiz. nat. Ges. *40,* 2, 1905.
17. — Geologie des Gurnigels und der angrenzenden subalpinen Molasse. Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz. N. F. Lfg. *50,* 1925, (24).
18. GILLIERON, V.: Description géologique des territoires de Vaud, Fribourg, Berne. Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz *18,* 1885.

19. HEIM, ALB.: Geologie der Schweiz. Leipzig 1919—1922. (Abschnitt: Das penninische Deckengebirge.)
20. HEIM, ARN.: Die Nummuliten und Flyschbildungen der Schweizeralpen. Abh. d. schweiz. paläontolog. Ges. *35*, Nr. 4, 1908.
21. — Beobachtungen in den Préalpes internes. Eclog. geol. Helv. *15*, 1920, (473—477).
22. JACCARD, FR.: Bélemnite du Niesen. Bull. Soc. vaud. Sc. nat. *43*, 1907, Proc. verb.
23. — La région Rubli-Gummfluh. Ibidem, *43*, 1907, (407—548).
24. — La présence de calcaires oolithiques du Crétacique inférieur parmis les blocs de la Brèche polygénique du Flysch du Niesen. Ibidem *45*, 1909 Proc. verb. (57).
25. — La région du Mont-d'Or et ses relations avec le Flysch du Niesen. Eclog. geol. Helv. *10*, 1909, (740—741).
26. JAEGER, R.: Grundzüge einer stratigraphischen Gliederung der Flyschbildungen des Wienerwaldes. Mitt. geol. Ges. Wien *7*, 1914, (122).
27. ISCHER, G.: Ueber die Geologie der Niesenkette. Verh. schweiz. nat. Ges. 1878, (95—98).
28. — Blick in den Bau der westlichen Schweizeralpen. Jahrb. S. A. C. *13*, 1877—1878, (472—518).
29. KILIAN, W. et PUSSENOT, CH.: La série sédimentaire du Briançonnais oriental. Bull. Soc. géol. France, 4e sér., *13*, 1913, (17).
30. KILIAN, W. et REVIL, J.: Etudes géologiques dans les Alpes occidentales. Mém. p. serv. à l'explication Carte dét. France, 1908 et 1917.
31. LUGEON, M.: Les grandes nappes de recouvrement des Alpes du Chablais et de la Suisse. Bull. Soc. géol. France, 4e sér. *1*, 1901, (723—823).
32. — Les hautes Alpes calcaires entre la Lizerne et la Kander. Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz. N. F. Lfg. *30*, 1914—1919.
33. — Sur la présence de lames cristallines dans les Préalpes et leur signification. C. R. Ac. Sc. *159*, 1914, (685—686).
34. — Sur quelques conséquences de la présence de lames cristallines dans le soubassement de la zone du Niesen. Ibidem, *159*, 1914, (778).
35. — Sur la géologie des Préalpes internes. Eclog. geol. Helv. *16*, 1920—22, (97—102).
36. — Sur la géologie du Chamossaire. Ibidem, *18*, 1923, (220).
37. LUGEON, M. et ROESSINGER, G.: Géologie de la Haute Vallée de Lauenen. Arch. sc. phys. et nat. 4e période *11*, 1901, (74—87).
38. MOESCH, C.: Geologische Beschreibung der Kalk- und Schiefergebirge zwischen dem Reuss- und Kiental. Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz, Lfg. *24*, 3, 1894.
39. PAULCKE, W.: Tertiär im Antirhätikon und die Beziehungen der Bündnerdecke zur Niesenflyschdecke und der helvetischen Region. Centralblatt f. Min. etc. 1910, (540—548).
40. — Tertiärfossilien aus der Niesenzone der Freiburgeralpen. Mitt. oberrhein. geol. Vereins N. F. *1*, H. 2, 1911, (55).

41. RABOWSKI, F.: Les Préalpes entre le Simmental et le Diemtigtal. Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz. N. F. Lfg. *35*, fasc. 1, 1920.
42. RENEVIER, E.: La Brèche des Ormonts. Arch. sc. phys. et nat. 4e période *20*, 1905, (568—569).
43. — Sur la Brèche cristalline des Ormonts. Eclog. geol. Helv. *9*, 1906, (120—121).
44. ROESSINGER, G. et JENKINS, ST.: Géologie de la vallée de la Lenk. Arch. sc. phys. et nat. 4e période *16*, 1903, (219—220).
45. ROESSINGER, G.: La zone des Cols dans la vallée de Lauenen. Bull. Soc. vaud. sc. nat., *40*, 1904, (133—196).
46. — Note sur la zone des Cols. Arch. sc. phys. et nat. 4e période, *21*, 1906, (637—639).
47. — Quelques mots sur la géologie du Hahnenmoos. Bull. Soc. Neuchât. Sc. nat. *36*, 1909, (102—103).
48. ROTHPLETZ, A.: Geologische Alpenforschungen 3, 1908, (24) und (57—62).
49. SACCO, F.: Les conglomérats du Flysch. Bull. Soc. belg. Géologie *3*, 1889, (149).
50. SARASIN, CH. et COLLET, L. W.: La zone des Cols dans la région de la Lenk et Adelboden. Arch. sc. phys. et nat. 4e période *21*, 1906, (56—79) et (156—195).
51. — La zone des Cols et la géologie du Chamossaire. Ibidem, 4e période *24*, 1907, (586—608).
52. SCHARDT, H.: Etudes géologiques sur le Pays d'Enhaut vaudois. Bull. Soc. vaud. Sc. nat. *20*, 1884, (1—183).
53. — Sur l'origine des Préalpes romandes. Arch. sc. phys. et nat., Genève, 3e période *30*, 1893, (570—583).
54. — Inoceramus du Flysch du Niesen. Arch. sc. phys. et nat. *5*, 1898, (373).
55. STAUB, R.: Petrographische Untersuchungen im westlichen Berninagebirge. Vierteljahrsschr. nat. Ges. Zürich, 1915.
56. — Ueber Faciesverteilung und Orogenese in den südöstlichen Schweizeralpen. Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz. N. F. Lfg. *46*, 3, 1917 (177).
57. — Der Bau der Alpen. Ibidem, N. F. Lfg. *52*, 1924.
58. STUDER, B.: Geologie der westlichen Schweizeralpen. 1834, (231—250).
59. — Geologie der Schweiz 2, 1851, 1853, (124—127).
60. TERCIER, J.: Sur la géologie de la Berra et l'emplacement originel du flysch des Préalpes externes. Soc. fribourg. sc. nat. p. v. 1925.
61. TERMIER, P. et KILIAN, W.: Sur l'âge des schistes lustrés des Alpes occidentales. C. R. Ac. Sc. *171*, 1920, (1348—1353).
62. TRÜMPY, D.: Geologische Untersuchungen im westlichen Rhätikon. Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz. N. F. Lfg. *41*, 1912.
63. ZYNDEL, F.: Ueber die Tektonik von Mittelbünden. Eclog. geol. Helv. *11*, 1910, (294—296).
64. — Ueber den Gebirgsbau Mittelbündens. Beitr. z. geol. Karte der Schweiz. N. F. Lfg. *41*, 1912.

b. Benutzte Literatur über lithologische Untersuchungen.

65. ARBENZ, P.: Probleme der Sedimentation und ihre Beziehungen zur Gebirgsbildung in den Alpen. Vierteljahrsschr. nat. Ges. Zürich, *64,* 1919, (246—275).
66. ANDREE, K.: Die Diagenese der Sedimente. Geol. Rundschau *2,* 1911, (61) und (117).
67. — Wesen und Ursachen der Schichtung. Ibidem, *6,* 1916, (351—397).
68. BERTRAND, M.: Structure des Alpes françaises et recurrence de certaines faciès sedimentaires. C. R. Congrès géol. int. Zürich, *6,* 1894, (63—177).
69. BOSWELL, H.: The application of Petrological and Quantitative Methods to Stratigraphy. Geological Magazine, N. S. D. 6, *3,* 1916, (105—111) und (163—169).
70. CAYEUX, L.: Contribution à l'étude micrographique des terrains sédimentaires. Mém. Soc. géol. Nord, *4,* Lille 1897.
71. — Introduction à l'étude pétrographique des roches sédimentaires. Mém. p. serv. à l'explication carte géol. dét. France, Paris, 1916.
72. CORRENS, C. W.: Ueber Verkieselungen von Sedimentgesteinen. N. J. f. Min. etc. Abt. A, Beil.-Bd. *52,* 1925, (170—181).
73. DÉVERIN, L.: Etude lithologique des roches crétacées des Alpes maritimes. Bull. serv. carte géol. France, Nr. 150, *26,* 1923.
74. — L'étude lithologique des roches sédimentaires. Schweiz. Mineralog. und Petrographische Mitt. *4,* 1924 (29—50).
75. GERBER, E.: Die natürlichen Bausteine und Dachschiefer der Schweiz. Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz, geotechn. Serie, Lfg. *5,* 1915, (66).
76. GUEMBEL, C. W.: Spongiennadeln im Flysch. Verh. kk. geol. Reichsanstalt, 1880, (213).
77. HEIM, ALB.: Einige Gedanken über Schichtung. Vierteljahrsschr. nat. Ges. Zürich, *54,* 1909, (330—342).
78. HEIM, ARN.: Die Frage der exotischen Blöcke im Flysch. Eclog. geol. Helv. *9,* 1907, (413—424).
79. — Ueber rezente und fossile subaquatische Rutschungen. N. J. f. Min. etc. 1908, *2,* (136—157).
80. KLAEHN, H.: Senone Kreide mit und ohne Feuerstein. Ibidem, Beil.-Bd. *52,* Abt. B, 1925, (402).
81. KLUEPFEL, W.: Ueber Sedimente der Flachsee im Lothringer Jura. Geol. Rundschau, *7,* 1916, (97—109).
82. LUGEON, M.: Sur l'origine des blocs exotiques du Flysch préalpin. Eclog. geol. Helv. *14,* 1916, (217—221).
83. MILNER, H.: Sedimentary Petrography, London, 1922.
84. NIGGLI, P.: Gesteinsassoziationen und ihre Entstehung. Verh. Schweiz. nat. Ges. 1920, (123).
85. SARASIN, CH.: Die Conglomerate und Breccien des Flysches in der Schweiz. N. J. f. Min. etc. Beil.-Bd. *8,* 1891, (180—215).

Nach Abschluss der Arbeit erschienen:

LUGEON, M. et ANDRAU, E.: Sur la subdivision du Flysch du Niesen dans la région du Pic Chaussy (Alpes Vaudoises). Bull. Soc. vaud. sc. nat. *56*, 1927, (289—295).

Geologische Karten.

1. ADRIAN, H.: Geologische Karte der Umgebung des Kandertals zwischen Frutigen und Kandersteg. 1:50,000, 1915. Siehe Nr. 1 des Literaturverzeichnisses.
2. ARGAND, E.: Les nappes de recouvrement des Alpes occidentales. Essai de Carte structurale, 1:50,000, avec 3 pl. de profils. Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz, Spezialkarte Nr. 64, 1912.
3. BECK, ED.: Karte der Umgebung von Thun, des Stockhorngebirges und des Niesens. 1863.
4. BECK, P. und GERBER, ED.: Geologische Karte Thun-Stockhorn, 1:25,000. Beitr. z. geol. K. d. Schw., Spezialkarte Nr. 96, 1925.
5. BERNET, ED. M.: Carte géologique de l'Engstligental entre Adelboden et Frutigen. 1:50,000. Siehe Nr. 7 des Literaturverz.
6. GERBER, HELGERS und TROESCH: Geologische Karte der Gebirge zwischen Lauterbrunnental, Kandertal und Thunersee. Beitr. z. geol. K. d. Schw., Spezialkarte Nr. 43a, 1907.
7. GILLIÉRON, JACCARD, BACHMANN: Geologische Karte der Schweiz. 1:100,000, Blatt 12.
8. LUGEON, M.: Carte géologique des Hautes Alpes calcaires entre la Kander et la Lizerne, 1:50,000. Beitr. z. geol. K. d. Schw., Spezialkarte Nr. 60, 1910.
9. RABOWSKI, F.: Simmental et Diemtigtal 1:50,000. Beitr. z. geol. K. d. Schw., Spezialkarte Nr. 69, 1912.
10. RENEVIER, FAVRE, ISCHER, GERLACH: Geol. Karte der Schweiz 1:100,000, Blatt 17.
11. SARASIN et COLLET: Carte géologique au 1:50,000 de la région Lenk-Adelboden, 1906. Siehe Nr. 50 des Literaturverz.
12. STUDER, B.: Geologische Karte der westlichen Schweizeralpen, 1:200,000, 1834. Siehe Nr. 58 des Literaturverz.

Topographische Karten.

Blatt 367 Frutigen, Blatt 462 Zweisimmen, Blatt 463 Adelboden, Blatt 472 Lenk, Blatt 473 Gemmi des topographischen Atlas der Schweiz 1:50,000.

Blatt Simmental und Blatt Zweisimmen-Gemmi, Ueberdrucke des topographischen Atlas der Schweiz 1:50,000.

Historischer Ueberblick.

Die ersten bedeutenden Arbeiten über das Gebiet der Niesenkette zwischen Wimmis und Lenk stammen von B. STUDER (58, 1834; 59, 1851—1853). Er unterschied zwei Serien innerhalb des Flysches: Eine untere, hauptsächlich aus Schiefern und Sandsteinen bestehende und eine obere, aus Breccien (Niesensandstein), Konglomeraten, Sandsteinen und Kalken aufgebaute Serie. Er beobachtete das abweichende Streichen der Schichten am Niesen und am Albristhorn, das verschiedene Fallen derselben in den unteren und oberen Partien, ferner erkannte er, dass der Flysch an seiner Basis von einer Gipszone begleitet wird. B. STUDER stellte die ganze Gesteinsserie ins Tertiär.

Bei den Aufnahmen für die geolog. Karte der Schweiz im Massstab 1:100 000 erfuhr die Niesenkette keine einheitliche Bearbeitung. Es teilten sich 3 Beauftragte in die Untersuchung.

G. ISCHER (27, 1878; 28, 1877—1878), der den südlichen Teil bearbeitete, warf erstmals die Frage des höhern Alters des untern Niesenflysches auf, da er diese Schichten wegen eines Belemnitenfundes nicht mehr dem Tertiär zuzuweisen wagte. V. GILLIERON (18, 1885), der die Westseite des nördlichen Teiles untersuchte, übernahm die Beobachtungen von B. STUDER ohne wesentlich neue beizufügen und von J. BACHMANN, dem Bearbeiter der Ostseite, ist uns leider kein Beitrag geliefert worden. G. ISCHER und V. GILLIERON fassten die Niesenkette als eine in sich stark verfaltete Synklinale auf. G. ISCHER kam zu dieser Ansicht, weil er die beiden Gipsgebiete der Zone des Cols und der Préalpes unter dem Niesenflysch hindurch verband, während B. STUDER in diesen Zonen noch Verwerfungslinien sah.

Nachdem schon H. SCHARDT (53, 1893) die Préalpes als überschobene Decken erkannte, gelang es auch M. LUGEON (31, 1901) die Deckennatur des Niesenflysches und der Zone des Cols sicher nachzuweisen. Die beiden Forscher hängten diese Zonen mit der Zone bordière unter den Préalpes hindurch zusammen.

Dieser Ansicht traten CH. SARASIN und seine Schüler L. W. COLLET und ED. BERNET entgegen (7, 1908; 50, 1906; 51, 1907). Auf Grund ihrer Untersuchungen im Gebiete der Zone des Cols und

kleinen Teilen der Niesenzone zwischen Lenk und Frutigen, kamen sie zur Ansicht, dass der Niesenflysch zur Wildhorndecke gehöre, die Zone des Cols als einen eingewickelten Lappen der Préalpes médianes auffassend. Sie stellten die den Niesenflysch begleitende Trias (Gipszone) zur Sattelzone und glaubten, dass sie den Kern einer nach Süden überliegenden Falte bilde. Die stratigraphische Stellung des Niesenflysches wagten diese Autoren, wegen Mangel an beweisenden Fossilien, nicht bestimmt zu entscheiden. Während CH. SARASIN und L. W. COLLET, infolge Aehnlichkeit der Liasbreccien aus der Zone des Cols mit Niesenbreccien und unter dem Einfluss einer Arbeit von E. RENEVIER (42, 1905), einen Teil des Niesenflysches als jurassisch betrachten wollten, dachte ED. BERNET an tertiäres Alter der ganzen Flyschserie. Später schlossen sich auch CH. SARASIN und L. W. COLLET dieser Ansicht an.

M. LUGEON, CH. SARASIN und seine Schüler liessen den Niesenflysch und die Zone des Cols im Süden wurzeln. A. ROTHPLETZ (48, 1908) dagegen fasste diese Zonen als Nord-Südüberschiebungen auf. Die Niesenschuppe, zu der er auch den erwähnten Triaszug rechnete, wäre von Norden her auf drei weitere Schuppen der Zone des Cols aufgeschoben worden. A. ROTHPLETZ glaubte im Niesenflysch neben Tertiär, auch Kreide vertreten, nach einem Fund von Muschelschalenresten an der Basis des Flysches, die er als Inoceramenschalen deutete.

Nebenbei möchte ich bemerken, dass schon H. SCHARDT (53, 1898) einen Inoceramenfund aus den obern Schichten des Flysches (Arbenhorn) gemeldet hat.

Nach diesen Arbeiten, die den Niesenflysch in Herkunft und Verbreitung mehr als lokale Erscheinung behandelten, folgten eine Reihe von Publikationen, die dessen tektonische Bedeutung etwas mehr hervorheben. Nachdem schon A. ESCHER und B. STUDER (13, 1839) auf die Aehnlichkeit des Prätigauflysches mit dem Niesenflysch hingewiesen hatten, betonte sie wieder W. PAULCKE (39, 1910; 40, 1911), veranlasst durch seine Studien im Antirhätikon und den Freiburger Alpen. Er fasste daher den Flysch der genannten Gebiete zu einer gemeinsamen Decke, der Bündnerdecke, zusammen. Er stützte diese Ansicht, ausser mit der Faciesähnlichkeit, auch mit paläontologischen Tatsachen, indem es ihm gelang durch Funde von Nummuliten und Orthophragminen sowohl im Flysch des Antirhätikons, als auch im Niesenflysch (Wytenberghorn, Waadtland) das tertiäre

Alter beider Gebiete nachzuweisen. W. PAULCKE glaubte zwar, dass, ähnlich wie im Antirhätikon, im Niesenflysch noch andere Stufen vertreten seien, ein Gedanke, den dann besonders J. BOUSSAC vertrat (8, 1912). Die Idee einer „Série compréhensive" vom Lias sup. bis zum Mésonummulitique stützt J. BOUSSAC mit Hilfe von paläontologischen Funden und Beobachtungen anderer Geologen, die Belemniten, Inoceramen und Nummuliten im Niesenflysch gefunden haben.

Einen neuen Gedanken über die Zugehörigkeit des Niesenflysches äusserte P. BECK (4, 1912; 5, 1912), der die Flyschgebiete der Schlieren, des Gurnigels und des Niesens zu einer einheitlichen Decke, der Niesen-Habkerndecke, vereinigte, die Parallelisation von W. PAULCKE verneinend. Das Auftreten mesozoischer Einschlüsse an der Basis aller 3 Gebiete, die Faciesähnlichkeit, der Fund von Nummuliten und andern Foraminiferen, die das gleiche Alter des Flysches bewiesen, all diese Tatsachen veranlassten P. BECK zu seiner Zusammenfassung. Infolge des verschiedenen Streichens der untern und der obern Serie am Niesen, auf welches Gebiet sich seine Beobachtungen beschränkten, glaubte er an eine getrennte Herkunft der beiden Serien.

Auf andere Weise versuchte E. ARGAND die Frage der Zugehörigkeit des Niesenflysches zu lösen. Er zeichnete auf seiner Karte und Profilen durch die Westalpen (2, geolog. Karten, 1912) den Niesenflysch als einen vorgeschobenen Teil der penninischen Decken ein. Diese Ansicht konnte dann auch M. LUGEON bestätigen (33, 1914; 34, 1914). Derselbe entdeckte nämlich an der Basis des Niesenflysches bei Gsteig ein Profil mit Trias und kristallinen Schiefern (Casannaschiefer), womit er den Beweis erbringen konnte, dass der Niesenflysch zu einer penninischen Decke gehört. M. LUGEON fasste die Niesendecke als die Stirnwelle eines südlichen Lappens der St. Bernharddecke auf. Dieser Ansicht trat R. STAUB entgegen (56, 1917). Er machte geltend, dass die bei Gsteig vorgefundenen Verhältnisse eher für die Zugehörigkeit zur Dent-Blanchedecke sprechen, unterstützte diese Ansicht auch durch die tektonische und stratigraphische Parallelisation des Niesenflysches mit dem Prätigauflysch, der zur Margnadecke (= Dent-Blanchedecke) gehört.

Die Beziehung des Niesenflysches zum Schlierensandstein und Wildflysch klärte A. BUXTORF (10, 1918) an Hand seiner Beobachtungen im Schlierengebiet auf. Er beobachtete dort den stratigraphischen Uebergang von Wildflysch in den Schlierensandstein, fasst

daher beide Serien zu einer dem Helvetikum aufliegenden Decke (Habkerndecke) zusammen, trennt aber, gestützt auf das Profil von Gsteig, den Niesenflysch als eine höhere Schubmasse von dieser Decke ab. M. LUGEON hatte diese Flyschgebiete noch alle in einer Decke vereinigt. Die Angaben von P. BECK (5, 1912) benützend, rechnet A. BUXTORF den untern Teil des Niesenflysches am Niesen zur Habkerndecke und erst die obere Serie zur Niesendecke. Das abweichende Streichen erklärt er als axiales Ansteigen.

Eine neue Diskussionsfrage stellte ARN. HEIM (21, 1920), die dann auch in die Geologie der Schweiz von ALB. HEIM aufgenommen wurde. Aus den Beobachtungen eines Profiles an der Basis der Niesendecke NE Lenk zog er den Schluss, dass die Schiefer der untern Serie liasisches Alter besitzen und dass sie den Bündnerschiefern entsprechen. Ueber diesen Bündnerschiefern sollte wieder Trias folgen und erst dann der eigentliche Niesenflysch; die Triaszone an der Basis zwischen Lenk und Reichenbach rechnet ARN. HEIM zur Niesendecke.

Die Abgrenzung der Niesendecke gegen die Préalpes wurde von F. RABOWSKI (41, 1920) beschrieben und kartiert. Im historischen Teil seiner Arbeit wird auch die Geschichte des Niesenflysches behandelt, auf die ich für die Zeit vor B. STUDER verweise.

1. Ueberblick über den geolog. Aufbau der Niesenkette.

Am Aufbau der Niesenkette beteiligen sich 3 tektonische Zonen, wovon 2 allerdings in sehr untergeordnetem Masse. Von Süden nach Norden folgen sich:

a. Zone des Cols (ultrahelvet. ┼ ? penninisches Faciesgebiet).
b. Niesendecke (pennin. Faciesgebiet).
c. Préalpes médianes (ostalp. Faciesgebiet).

a. Zone des Cols.

Obschon diese Zone nur so weit untersucht wurde, als es eine sichere Abgrenzung derselben gegen die Niesendecke erforderte, möchte ich doch mit wenigen Worten darauf zu sprechen kommen, da sie für das richtige Verständnis der Kontaktverhältnisse gegen die Niesendecke von grosser Bedeutung ist.

Der komplizierte Aufbau dieser Zone brachte es mit sich, dass lange Zeit darüber nichts Genaueres bekannt war. Erst nachdem

CH. SARASIN, L. W. COLLET (50), ED. M. BERNET (7), und M. LUGEON (32) die stratigraphischen Verhältnisse zwischen Lenk und Frutigen zur Hauptsache klargelegt hatten und auch neuere Untersuchungen im westlichen Gebiet, von Lenk bis Gsteig, beendet waren, konnte M. LUGEON (35) einen tektonischen Ueberblick über diese Zone geben. M. LUGEON unterscheidet folgende tektonische Einheiten:

1. Nappe de la Plaine Morte:
Crétacique à Orbitolines, couches de Wang, calcaires turoniens, Flysch à nummulites.

2. Nappe du Mont Bonvin:
Couches de Wang, Néocomien vaseux, Malm (Sequan, Kimmeridge), schistes oxfordiens, Dogger.

3. Nappe du Laubhorn:
Trias, Rhétien, Lotharingien, Toarcien, Dogger (calc. gréseux).

4. Nappe de Lochberg:
Jurassique, Crétacique inf. (Valangien, Barrémien), Gault (?).

5. Bande triasique du Tauben:
Gips, cornieule, Flysch à brèche polygénique.

6. Nappe du calcaire spathique:
Trias, Rhétien, Lias (calc. spathique blanc, rosé), Aalénien.

Im Gebiete der Zone des Cols von Lenk bis nach Frutigen lassen sich alle Decken nachweisen, mit Ausnahme von 4., die auf das Gebiet zwischen Lenk und Lauenen beschränkt zu sein scheint. In Kontakt mit der Niesendecke treten nachweisbar die Bonvindecke, die Laubhorndecke und die „Spatkalkdecke". Eine ausserordentlich intensive tektonische Beanspruchung bewirkte aber eine starke Verfaltung und ein Zerreissen der Decken der Zone des Cols, so dass die beiden letztgenannten tektonischen Elemente nur als kleine Linsen den Kontakt mit der Niesendecke bilden. Das linsenförmige Auftreten der höhern Decken erschwerte eine genaue Trennung der beiden Zonen (Zone des Cols und Niesendecke) und hat deshalb von Seiten der frühern Beobachter zu verschiedenen Irrtümern geführt. Sie wurden dann zur Hauptsache in den Publikationen von M. LUGEON richtig gestellt.

b. Niesendecke.

Innerhalb der Niesendecke lassen sich, nach der petrographischen Ausbildung der Gesteine, 3 Hauptzonen unterscheiden.

1. Eine Gipszone bildet die Basis der Decke. Sie kann zugleich als Ueberschiebungszone auf die Zone des Cols betrachtet werden. Sie besteht aus Gips, Dolomit und Rauhwacke, untergeordnet können auch bunte Tonschiefer und Dolomitbreccien auftreten.

2. Ueber dieser Zone folgt eine Serie von Kalktonschiefern und Sandkalken, die im folgenden als Frutigserie bezeichnet werden soll. Untergeordnet treten auch Konglomerate, Breccien, Sandsteine und Kalke auf.

3. Die oberste Zone besteht aus 3 Serien, die aber so eng zu einander gehören, dass sie unter dem gleichen Namen Albristserie zusammengefasst bleiben mögen. Ueber der Frutigserie folgt ein Komplex von Sandsteinen, z. T. als Quarzite ausgebildet, von tonigen oder kalkigen Schiefern und Kalken. Darüber folgt eine Serie hauptsächlich aus Breccien, Sandsteinen und Kalken bestehend; die Breccien können zu Konglomeraten werden. In dieser Serie treten auch die für den Niesenflysch sehr charakteristischen Kalkbreccien auf. Als höchste Serie treffen wir einen Komplex von Breccien, Konglomeraten, Kalken und Tonschiefern an. Diese Serie bildet den Kontakt mit den Préalpes médianes.

c. Préalpes médianes.

Auch diese Zone wurde nur soweit untersucht, als zur Festlegung der Grenze zwischen Niesendecke und Préalpes médianes notwendig war. Wie schon F. RABOWSKI (41) nachgewiesen hat, kann eine Schuppenzone, bestehend aus Gesteinen der Préalpes médianes, oder die Twirienhornteildecke in Kontakt mit der Niesendecke treten.

2. Abgrenzung der Niesendecke.

a. Südrand von Lenk bis Mülenen.

Der tiefstgelegene Aufschluss auf der rechten Talseite der Simme bei Lenk, der für die Abgrenzung der Niesendecke von der Zone des Cols in Betracht kommt, befindet sich im äussern Seitenbach in einer Höhe von ca. 1440 m. (Der äussere Seitenbach ist der nördliche der beiden an der Westseite des Tierberghornes entspringenden und wenig nördlich von Lenk mündenden Bächen; der südliche Bach wird Innerer Seitenbach genannt). Das beim Wasserfall aufgeschlossene Profil wurde bereits von ARN. HEIM (21) be-

schrieben und ist auch in der „Geologie der Schweiz" (19, Bd. 2, p. 504) wiedergegeben worden. Da es für das Verständnis der Kontaktverhältnisse besondere Bedeutung besitzt, möge es auch hier mit einigen Ergänzungen folgen (Fig. 1):

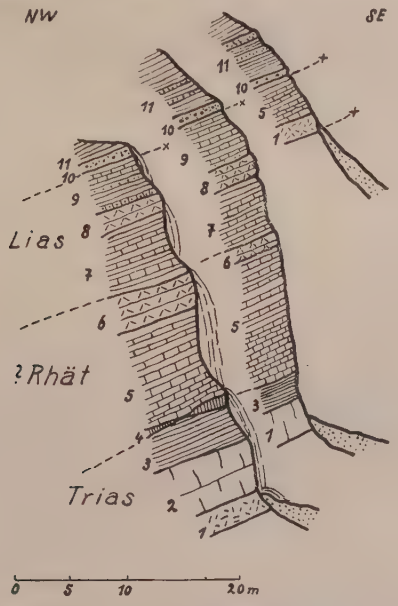

Fig. 1: **Basisprofil im äussern Seitenbach** (1440 m).

1. Rauhwacke (Trias).
2. Heller, gebankter Dolomit (Trias).
3. Violette, rote und gelbe Tonschiefer (Trias).
4. Dolomitlinsen und -bänke, Dolomitbreccien (Trias).
5. Flaserige Bänke von graublauem Kalk (Lias, ?Rhät.), darüber tonige bis kalkige Schiefer in Wechsellagerung mit dunklen Kalken (Lias).
6. Spatkalk, weiss oder rosa (Lias).
7. Grünlich-gelbliche Schiefer, die kleine Gerölle enthalten können, in Wechsellagerung mit Kalken und wenig mächtigen Konglomeratbänken (Lias).
8. Spatkalk, wie Nr. 6 (Lias).
9. Sehr feinblättrige, sandige Glimmerschiefer, die untern Schichten grünlich, die obern graublau. Am Kontakt mit dem Spatkalk eine wenige cm dicke Schieferlage mit Gerölleinschlüssen. Gegen oben werden die Schiefer toniger und treten in Wechsellagerung mit Kalken (?Lias).
10. Grobe Breccienbank, hauptsächlich aus Dolomitgeröllen bestehend (Frutigserie).
11. Tonschiefer, mit wenigen Breccien- und Sandkalkbänken wechsellagernd (Frutigserie).

ARN. HEIM sah in dieser Schichtserie stratigraphische Kontinuität und schloss daraus auf das liasische Alter der Tonschiefer der Frutigserie (Nr. 11). Schon M. LUGEON (35) konnte aber darauf aufmerksam machen, dass hier eine unvollständige Schichtfolge vorliegt und dass eine tektonische Grenze zwischen der Frutigserie und den tieferliegenden Schichten zu ziehen ist. Als Ergänzung soll daher ein Ausschnitt eines Profiles wiedergegeben werden, das auf der linken Seite des obern Simmentals (Lenk) über dem Weg nach den Wallritzmädern kurz vor den Hütten von Sulzig aufgenommen wurde und das die Richtigkeit der Beobachtung von M. LUGEON beweisen kann (Fig. 2):

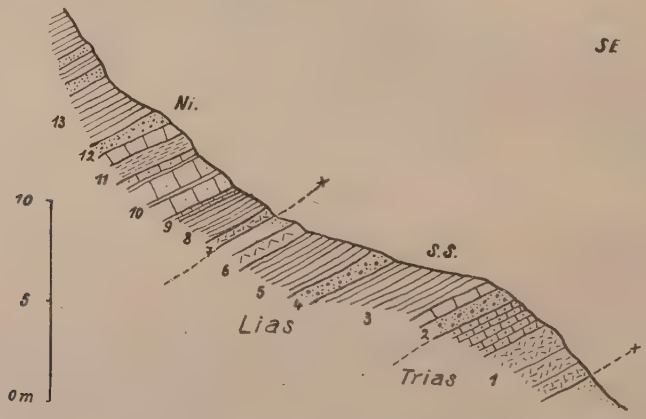

Fig. 2: **Basisprofil nördlich Sulzig.**
Ni = Niesendecke; S.S. = Schuppe der Spatkalkdecke.

Ueber schwarzen Oxfordschiefern folgen sich:

1. Rauhwacke mit Dolomitbänken abschliessend (Trias).
2. Polygene Breccienbank.
3. Graublauer Glanzschiefer, feinblättrig, mit einer Kalkbank beginnend.
4. Breccienbank.
5. Feinblättrige, glänzende Mergelschiefer, grüngelb-graublau.
6. Spatkalkbank, rosa.

2.—6. = Lias.

7. Rauhwackebank. Der Kontakt gegen den Spatkalk nicht aufgeschlossen, etwas weiter östlich treten über dem Spatkalk dunkle Schiefer auf.
8. Grüne und violette Tonschiefer.
9. Uebergang durch Wechsellagerung in Dolomit.
10. Dolomitbänke und Dolomitbreccien, gegen oben Verschieferung derselben.
11. Wechsellagerung von Kalkbänken mit Schiefern, mit einer grössern Kalkbank abschliessend.

12. Grobe Breccienbank.
13. Hellgelbe und schwarze Tonschiefer mit Einlagerungen feiner Breccien- und Kalkbänke.

11.—13. = Frutigserie.

Ein Vergleich dieser beiden Profile zeigt nun, dass im Aufschluss des äussern Seitenbaches eine Serie, bestehend aus Rauhwacke, bunten Tonschiefern und Dolomitbildungen über dem Spatkalk und den sandigen Glimmerschiefern fehlt, dass also hier wirklich keine stratigraphische Kontinuität bestehen kann. Die Serie von der Rauhwacke (Nr. 1) bis und mit den sandigen Glimmerschiefern (Nr. 9) gehört nach der Gesteinsausbildung der „Spatkalkdecke" an, die hier als eine kleine Schuppe unter der Niesendecke aufgeschlossen ist. Die Niesendecke selbst liegt, infolge Abschürfung der Basis (Gipszone), direkt mit einer Breccienbank der Frutigserie auf dieser Schuppe.

Dass aus diesem Profil auf das Alter der Frutigserie kein Schluss gezogen werden darf, braucht nun wohl nicht noch besonders hervorgehoben zu werden.

Geht man von der eben beschriebenen Stelle des äussern Seitenbaches auf der rechten Bachseite abwärts bis zu der Stelle, wo der Weg nach Gutenbrunnen die Bachrunse verlässt, so trifft man dort auf Gips, der mit sandigen Schiefern, dunkelblauen Kalken, Spatkalken und Breccien in kaum entwirrbarer Weise verschuppt ist. Trotz der nicht ganz klaren Verhältnisse scheint dieser Gips der Gipszone der Niesendecke anzugehören, da über demselben direkt die Frutigserie folgt.

Die Ueberschiebungsgrenze lässt sich in westlicher Richtung, infolge Schutt- und Moränenbedeckung, nicht weiter verfolgen. Sie quert ungefähr in der Gegend der Haltstelle Boden (Lenk) den Talboden der Simme.

Der Ueberschiebungskontakt ist aber weiter östlich, auf der untern Laveyalp (1500 m), wieder gut aufgeschlossen. Ein Sammelprofil durch diese Gegend zeigt folgende Verhältnisse (Fig. 3):

1. Dunkle, sandige und tonige Schiefer mit Knollen. Oxford-Callovien.
2. Hellanwitternder Kalk, mit dunklem Bruch, massig oder in ca. 2 m dicken Bänken. Nur als kleine Linse aufgeschlossen (Malm).
3. Hellanwitternde, gutgeschichtete Schiefer in Wechsellagerung mit Kalken; ?Neocomien. Es handelt sich vielleicht auch um Wildflysch, der etwas weiter nördlich ansteht.
4. Gips und Rauhwacke.

5. Rauhwacke, Dolomit; der letzte in Wechsellagerung mit hellgelben Tonschiefern.
6. Dunkle Tonschiefer mit Einlagerungen von Sandkalken, Breccien- und Konglomeratbänken (Frutigserie).

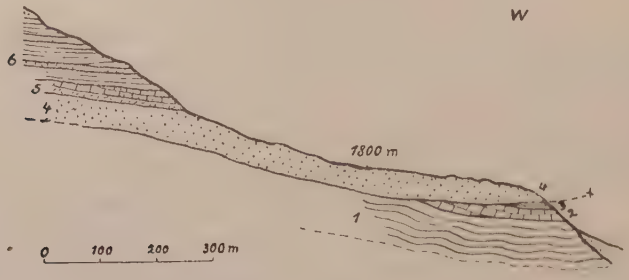

Fig. 3: **Basisprofil der Laveyalp.**

Dieses Profil zeigt schon wesentlich andere Verhältnisse, als das vorhergehende des äussern Seitenbaches. Hier liegt die Niesendecke nicht mehr auf der „Spatkalkdecke", sondern auf der tektonisch tiefer gelegenen Bonvindecke (Nr. 1—3). Zudem ist zwischen der Bonvindecke und dem Niesenflysch die Gipszone der Niesendecke gut entwickelt.

Es fragt sich allerdings, ob diese Gipszone wirklich zur Niesendecke gehört. Sie könnte ja auch triasische Ueberreste der „Spatkalkdecke" oder sogar der Laubhorndecke darstellen, die beide noch über der Bonvindecke folgen und die als untersten Horizont Trias enthalten können. Auf diese Frage soll aber erst eingetreten werden, nachdem der ganze südliche Kontakt besprochen worden ist.

Der Gips der Laveyalp zieht sich, fast kontinuierlich verfolgbar, über den Hahnenmoospass, Vorder-Silleren zur Gilbachegg. Er wird immer von der Frutigserie überlagert. Beim Hahnenmoospass wird er von einer Kalkbreccie unterlagert, für die G. ROESSINGER (47) ?Liasalter annimmt. Im übrigen wird das Liegende des Gipses in dieser Gegend von Callovien-Oxfordschiefern gebildet. Erst bei der Gilbachegg schiebt sich zwischen dieses Schichtglied wieder Malmkalk ein, der an seiner hellen Anwitterungsfarbe und seinem dunklen Bruch leicht kenntlich ist.

Aehnliche Verhältnisse herrschen auch auf der Strecke zwischen Fluh (Adelboden) und Sackgraben. Bei Fluh ist folgendes Profil aufgeschlossen (Fig. 4):

1. Sandige und tonige Schiefer mit Knollen (Dogger).
2. Heller, massiger oder geschichteter Kalk (Malm).
3. Dunkle, z. T. plattige Schiefer mit Einlagerungen von hellen Kalkbänken (Wildflysch).
4. Gipszone (Rauhwacke und Gips).
5. Frutigserie, bestehend aus Kalkschiefern, Kalken, glänzenden, dunklen Tonschiefern und Breccienbänken.

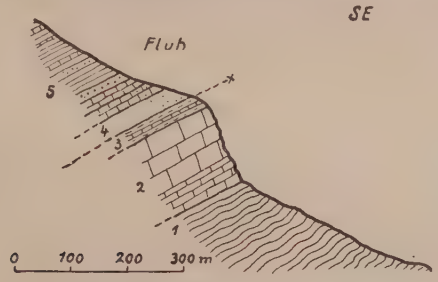

Fig. 4: **Basisprofil bei Fluh** (Adelboden).

Die Gipszone lässt sich leicht von Fluh längs des Talhanges bei Adelboden nach Hörnli verfolgen. Sie ist dann wieder auf der linken Seite des Tschentenbaches (ca. 1250 m) aufgeschlossen und kann im Graben des Otternbaches (bei Fuchsweidli) und im Sackgraben (ca. 1130 m) festgestellt werden. Sie wird entweder von Wildflysch, Malm oder Dogger der Bonvindecke unterlagert; über ihr folgt immer die Frutigserie.

Vom Sackgraben an tritt insofern eine Aenderung ein, als nun die Gipszone den Talboden erreicht und bei Ziel auf die rechte Seite des Engstligentales hinübersetzt. Das Auftreten der Gipszone auf der rechten Talseite ist nicht auf ein allgemein wechselndes Streichen und Fallen derselben zurückzuführen, sondern hat seine Ursache in einer linksseitigen Abbiegung der Engstligen aus ihrer bisherigen Richtung. Lokal ändert sich allerdings das Streichen und Fallen der Gipszone, infolge stärkerer Verfaltung mit der Zone des Cols (Nähe der helvetischen Decken!), sehr stark. Deshalb kann diese Zone nun auch mit dem gleichsinnig fallenden rechten Talgehänge mehrmals zum Schnitt gelangen und es bilden sich kleine „tektonische Fenster" der Zone des Cols in Bezug auf die Gipszone und der überliegenden Frutigserie.

Die schlechten, unübersichtlichen Aufschlüsse und die lokale starke Verfaltung der Gipszone mit der Zone des Cols auf der Strecke Sackgraben-Frutigen verunmöglichen es, im Einzelnen ein

klares Bild über den Verlauf der Ueberschiebungsgrenze auf dieser Strecke zu gewinnen.

Vom Sackgraben bis Ziel findet man die Gipszone in mehreren Aufschlüssen längs der neuen Strasse Frutigen-Adelboden; dann bei Egg (rechte Talseite), unterhalb Ewigkeit längs dem Engstligenufer bis Paradies, wo sie auch am linken Ufer in einem kleinen Aufschluss beobachtet werden kann. Ferner ist sie bei Adelgos aufgeschlossen. Unterlagert wird die Gipszone von dunklen z. T. kieseligen Kalken, die mit glimmerfreien Mergeln und Tonschiefern wechsellagern. Es handelt sich wahrscheinlich um Wildflysch, es könnte aber möglicherweise auch oberer Lias in Frage kommen. Ueberlagert wird die Gipszone teilweise von glänzenden Tonschiefern und kieseligen Kalken der Frutigserie.

Ich möchte noch darauf hinweisen, dass die Gesteine der Unterlage (Wildflysch) wegen ihrer grossen Aehnlichkeit mit dem überlagernden Niesenflysch leicht miteinander verwechselt werden können. Ein sicheres Unterscheidungsmerkmal gibt es nicht, besonders wenn nur kleinere Aufschlüsse vorliegen.

Von der Mündung des Gantenbaches bis gegen Frutigen findet man die Gipszone auf der rechten und linken Seite der Engstligen. Gesteine der Zone des Cols treten aber nur auf der rechten Seite auf. Auf der genannten Strecke lassen sich, längs dem rechten Flussufer, folgende Horizonte nachweisen:

1. Dunkle, bankige, etwas kieselige Kalke in Wechsellagerung mit schwarzen Tonschiefern und Mergeln (Wildflysch). Darüber
2. Dolomit, Rauhwacke und bunte Tonschiefer in Wechsellagerung mit Dolomiten (Gipszone).
3. Moräne.
4. Rauhwacke und Dolomit (Gipszone).
5. Stark verquetschte Schiefer, Kalke und Quarzitbänke (Wildflysch).
6. Rauhwacke (Gipszone).
7. Dunkelblaue Kalkbänke in Wechsellagerung mit dunklen Schiefern (Wildflysch).
8. Moräne.
9. Rauhwacke und Gips (Gipszone).
10. Moräne.
11. Kalke, Tonschiefer und Breccienbänke in Wechsellagerung, stark verfaltet (Frutigserie).
12. Rauhwacke und Gips (Gipszone).
13. Tonige Schiefer mit reichlichen Pyriteinschlüssen, in Wechsellagerung mit kieseligen Kalkbänken (?Wildflysch).

14. Bräunlichschwarze Mergel in Wechsellagerung mit Kalken (Dogger).
15. Oolithische Kalke mit Dolomiteinschlüssen und kompakte, dunkelblaue Kalke (Lias).

Die Entwirrung dieser komplizierten Verhältnisse bietet einige Schwierigkeiten. Unter Berücksichtigung der Aufschlüsse der linken Uferseite lässt sich aber auch hier annehmen, dass die Gipszone von Wildflysch, Dogger und Lias unterlagert, von der Frutigserie überlagert wird, wodurch die Abgrenzung der Niesendecke ermöglicht wird. Hervorzuheben ist das Auftreten von Lias, der wahrscheinlich einen Ueberrest der Laubhorndecke darstellt.

Von Frutigen bis nach Reudlen ist der Kontakt zwischen Niesendecke und Zone des Cols unter den gewaltigen Schuttkegeln, die die Wildbäche im Frutigtal aufgeworfen haben, verborgen. Erst über den Häusern von „Dörfli" bei Reudlen taucht die den Ueberschiebungskontakt begleitende Gipszone unter der Schuttbedeckung wieder auf. Sie ist hier durch Rauhwacke vertreten und wird normal von der Frutigserie überlagert.

Ein kleiner Aufschluss mit Gips und Rauhwacke findet sich noch am linken Kanderufer bei Mülenen, dann wird längs des Nordfusses des Niesens bis gegen Wimmis die Gipszone nirgends mehr aufgeschlossen.

Wo ist die Fortsetzung der Gipszone zu suchen? Auf der geolog. Karte der Gebirge zwischen Lauterbrunnen, Kandertal und Thunersee gibt ED. GERBER zwischen Reichenbach und Mülenen einen kleinen Aufschluss von Rauhwacke an; ebenso im untern Suldtal zusammen mit Dolomit. Ein Vergleich der Rauhwacke, die besser als Dolomitbreccie bezeichnet werden sollte, mit derjenigen von Reudlen zeigt eine vollständig gleiche Ausbildung. Da zudem diese Vorkommnisse der rechten Talseite der Kander genau im Streichen desjenigen von Reudlen liegen, so besteht die Möglichkeit, dass diese Rauhwackevorkommnisse miteinander zu verbinden sind. Die Gipszone hätte dann ihre Fortsetzung auf der rechten Seite der Kander.

Im Suldtal folgen über der Rauhwacke eine Serie von dunklen Tonschiefern und kieseligen Kalken, die nach ihrer Ausbildung am ehesten mit der Frutigserie parallelisiert werden kann. Demnach würde auch der Niesenflysch auf die rechte Kanderseite hinüber setzen. Dass die genannten Schiefer zur Niesendecke gehören, ist allerdings nicht sicher; sie können ebensogut der Zone des Cols angehören.

Das Vorkommnis von Lias und Trias zwischen Mülenen und Station Heustrich (5), also in einem Gebiet, wo nach obigen Aus-

führungen nur noch Niesenflysch vorkommen sollte, scheint dieser Verbindung zu widersprechen. Die tektonischen Verhältnisse der Niesendecke in dieser Gegend können aber diesen Widerspruch in einfacher Weise lösen. Ich möchte jedoch diese Tektonik in einem andern Zusammenhang behandeln und hier nur darauf hinweisen, dass Reste der Niesendecke möglicherweise auch rechts der Kander auftreten. Die Kander durchbricht bei Reichenbach die Niesendecke fast senkrecht zu ihrem Streichen. Der grosse Unterschied der beiden Talseiten kommt dadurch zustande, dass die Niesendecke auf der rechten Seite zum grössten Teil abgetragen ist, während sie auf der linken Seite noch ihre volle Mächtigkeit besitzt.

Auf die Frage der tektonischen Zugehörigkeit der Gipszone zurückkommend, kann nun nach den besprochenen Kontaktverhältnissen mit grösster Wahrscheinlichkeit angenommen werden, dass die Gipszone zur Niesendecke gehört. Die Zugehörigkeit zur Laubhorndecke kann nicht in Frage kommen, weil Liaslinsen, als Ueberreste dieser Decke, den Gips unterlagern. Die „Spatkalkdecke", die schon in der Lenk nur noch in kleinen Schuppen auftrat, wurde weiter gegen Osten nirgends mehr nachgewiesen, überall liegt die Frutigserie direkt auf der Gipszone. Es scheint daher unwahrscheinlich, dass die fragliche Zone dieser Decke angehört. Das konstante, fast ununterbrochene Auftreten der Gipszone an der Basis des Niesenflysches spricht wohl am deutlichsten für die Zugehörigkeit zur Niesendecke. Dies kommt auch in ihrem Verhalten zur Zone des Cols zum Ausdruck, indem sich zusammenfassend ergibt, dass unter der Gipszone, je weiter man in der Schubrichtung nach Norden gelangt, um so höhere Horizonte der Bonvindecke (Dogger-Malm-Flysch) und um so höhere tektonische Elemente (Bonvindecke-Laubhorndecke-„Spatkalkdecke") auftreten. Die Gipszone erweist sich also im Grossen genommen als vollständig unabhängig von der Zone des Cols. Auch der stratigraphische Verband der Gipszone mit dem Niesenflysch, auf welchen in einem spätern Kapitel eingegangen werden soll, wird ihre Zugehörigkeit zur Niesendecke bestätigen können.

b. Nordrand von St. Stephan bis Wimmis.

Obschon die Abgrenzung der Niesendecke gegen die Préalpes médianes von F. RABOWSKI (41) schon untersucht und zur Hauptsache richtig kartiert worden ist, so möchte ich, der Vollständigkeit halber, gleichwohl kurz darauf eingehen.

Bei St. Stephan liegt über der obersten Albristserie, bestehend aus Tonschiefern, Kalken und Breccien ziemlich mächtiger, den Préalpes médianes angehörender Gips. Bis zur Höhe des Dachbodens ist der Kontakt nicht mehr aufgeschlossen. Wenig östlich von Punkt 1651 trifft man auf helle, bankige Dolomite, die zu den Préalpes médianes zu rechnen sind. Die Ueberschiebungslinie scheint also etwas südlicher, als sie F. RABOWSKI angegeben hat, in einer Höhe von ca. 1600 m zu verlaufen. In ungefähr gleicher Höhe zieht sie sich auch längs der rechten Talseite des Fermelbaches hin. Auf dieser Strecke tritt mehrmals die Rauhwacke der Twirienhorndecke (die ich an einigen Stellen nachweisen konnte) in Kontakt mit der Niesendecke; sie fehlt also nicht, wie F. RABOWSKI annimmt. Gegen den Grimmipass (Pass zwischen Grimmialp und Fermeltal, tiefste Einsattelung zwischen Rothorn und Rauflihorn) schiebt sich zwischen die Twirienhorndecke und die Albristserie der Niesendecke eine Schuppe mesozoischer Gesteine, die nach F. RABOWSKI dem verkehrten Mittelschenkel der Préalpes méd. angehört.

Auf dem Grimmipass ist folgendes Profil aufgeschlossen (Fig. 5):

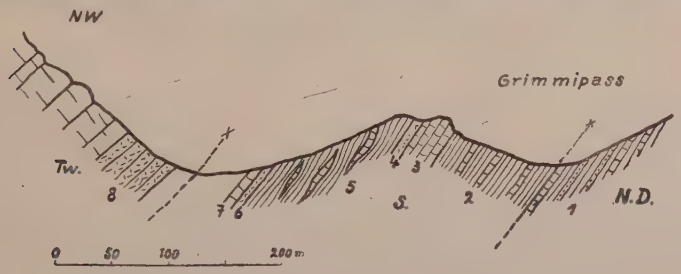

Fig. 5: **Profil beim Grimmipass.**
N. D. = Niesendecke; S. = Schuppe der Préalpes méd.; Tw. = Twirienhorndecke.

1. Kalke, Breccien und schwarze Tonschiefer, in Wechsellagerung (Albristserie).
2. Dunkle, mergelige Schiefer, mit feinkörnigen Sandsteinen wechsellagernd (Couches rouges).
3. Gebankter Dolomit (Trias).
4. Rauhwacke und dolomitische Schiefer (Trias).
5. Dunkle oder hellgelbe, tonige und mergelige Schiefer in Wechsellagerung mit feinen Sandsteinen (Couches rouges).
6. Rauhwacke (Trias).
7. Hellblau anwitternder Kalk, dunkler Bruch (?Trias).
8. Rauhwacke der Twirienhorndecke (Trias).

Diese Schuppe lässt sich auf der Seite des Fermeltales bis gegen Ziel verfolgen, die Rauhwacke der Twirienhorndecke unterlagernd. Auf der Grimmialpseite verschwindet sie bald unter Moräne und kann nicht mehr weiter beobachtet werden.

Im Gebiet des Grimmibaches bis nach Schwenden ist der Kontakt Niesendecke-Préalpes méd. nirgends mehr aufgeschlossen; er wird durch Schutt und Moränen verdeckt.

Im Abschnitt zwischen Gurbs- und Kirelbach liegt auf der Albristserie wieder die Twirienhorndecke, deren Basisrauhwacke und dolomitische Kalke eine leichte Abgrenzung gegen den Niesenflysch ermöglichen; der eigentliche Kontakt ist zwar meist verschüttet. Das Vorkommnis von Niesenflysch auf Rötschenschwendallmend (41, p. 31) kann ich nicht bestätigen. Sicher anstehenden Niesenflysch fand ich erst höher oben auf der Schwarzenbergalp. Damit scheint mir auch die Annahme eines Bruches zur Erklärung der tiefern Lage der Twirienhorndecke am Schwarzenberg zum Niesenflysch der Schwarzenbergalp nicht unbedingt notwendig zu sein. Das Streichen (N 50° E) und das starke Fallen (40° NW) der Twirienhorndecke könnten diese Lage schon in genügender Weise erklären.

Der Kontakt des Niesenflysches mit den Préalpes méd. zwischen Kirelbach und Wimmis ist zum grössten Teil unter Moräne und Schutt verborgen. Einzig zwischen dem Höllengraben und dem Staldengraben kann er beobachtet werden. Dort stösst die Albristserie an Gips der Préalpes méd. Nach den Aufschlüssen zu schliessen, wird der Kontakt in diesem Abschnitt wahrscheinlich nicht von der Twirienhorndecke gebildet, sondern neuerdings von einer Schuppenzone, die aus Trias, Malm, Kreide und Tertiär besteht.

Auch von Wimmis bis an die Kander ist die Ueberschiebungslinie unter Moränen und Alluvionen verborgen und kann deshalb nicht genauer angegeben werden.

Rechts der Kander lassen sich die Préalpes méd. bis zum Thunersee verfolgen. Der Nordrand des Niesenflysches aber ist auf dieser Seite nirgends aufgeschlossen, mit Ausnahme einer Stelle bei Faulensee (Schüpf), wo schwarze Schiefer, Kieselkalke und feine Breccien anstehen, die möglicherweise zum Niesenflysch zu zählen sind.

3. Stratigraphie und Lithologie des Niesenflysches.

A. Gliederung des Niesenflysches.

Die im folgenden angeführten Werte von Gesteinsanalysen wurden gefunden durch Behandeln einer Gesteinsprobe nach der Methode, die L. DÉVERIN in seiner Arbeit „Etudes lithologiques des Roches crétacées des Alpes maritimes" (73) beschrieben hat.

Die Werte geben den Karbonatgehalt, den Schlammgehalt und den Sandgehalt einer untersuchten Gesteinsprobe wieder.

Der Karbonatgehalt entspricht den in verdünnter Salzsäure löslichen Bestandteilen der Gesteinsprobe. Hierher gehört natürlich in erster Linie das Calciumkarbonat; ferner können Magnesiumkarbonate und Eisenverbindungen in grösserer Menge in Lösung gehen. Alle übrigen, in Frage kommenden löslichen Verbindungen sind gewöhnlich nur in sehr kleinen Mengen vorhanden. Der Menge nach sind die Karbonate weitaus überwiegend, so dass die Bezeichnung Karbonatgehalt für diesen Zahlenwert gerechtfertigt ist.

Unter Schlammgehalt verstehe ich die gesamte Menge, die vom unlöslichen Rückstand leicht weggeschlämmt werden kann. Hierher gehört der Ton, kleinere Glimmerplättchen und andere Bestandteile, die leicht eine Suspension bilden.

Der Sandgehalt umfasst dann noch diejenige Menge, die nach Entfernung des Schlammes übrig bleibt. Der Sand wurde mit Hilfe von Bromoform (spez. Gewicht 2,9) in eine leichte und schwere Fraktion getrennt und mikroskopisch auf seine hauptsächlichste Zusammensetzung untersucht.

Soweit dies nötig erschien, wurde zur Vervollständigung der lithologischen Untersuchung jeweilen auch ein Dünnschliff der entsprechenden Gesteinsprobe untersucht.

Die Mengen wurden, da es sich um keine chemisch quantitativen Analysen handelt, nur auf Milligramme genau gewogen, das Endresultat daher auch nur auf $^1/_{10}$ Prozent genau ausgerechnet. Zu einer Analyse brauchte ich, um ein sicheres Resultat zu erhalten, immer mehr als 100 gr Gestein.

Die Gesteinsbezeichnung erfolgte nun an Hand der erhaltenen Analysenwerte.

a. Die Gipszone.

Die in der Gipszone auftretenden Bildungen wurden bereits bei der Besprechung des südlichen Ueberschiebungskontaktes erwähnt,

ebenfalls deren Vorkommen. Sie besteht also zur Hauptsache aus Gips, Rauhwacke, Dolomit und bunten Tonschiefern.

Die Analyse eines Dolomites (Nr. 25)[1]) gab folgende Werte:

Karbonatgehalt: 89,5 %
Schlammgehalt: 6,1 %
Sandgehalt / 4,4 %

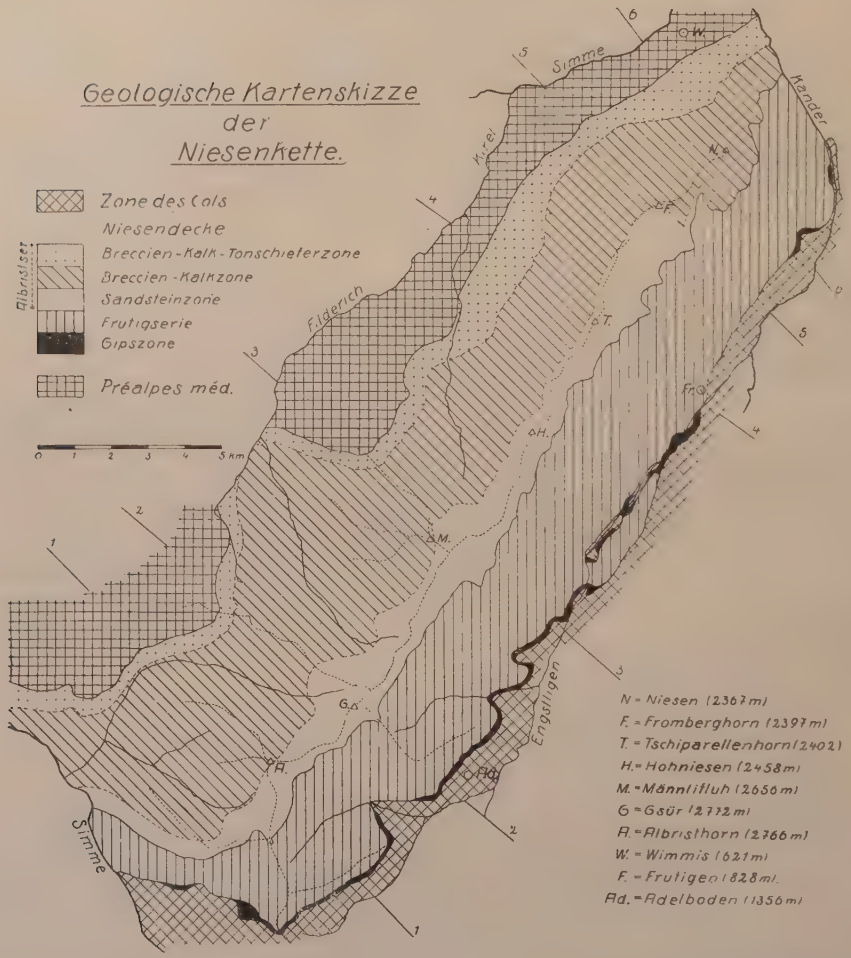

Fig. 6.

Der Sandrückstand besteht hauptsächlich aus Quarz; er dient als Ausfüllungsmasse von kleinen Aederchen, ist deshalb eine sekun-

[1]) Die Nummern beziehen sich auf die in der Tabelle I und in Fig. 8 verzeichneten Proben.

däre Bildung und als eine Abscheidung aus kieselsäurehaltigem Wasser aufzufassen.

Die Hauptmenge der schweren Mineralien besteht aus hämatitisiertem Pyrit; nur wenige Pyritkörner sind nicht umgewandelt. Ausser dem Pyrit findet man an bestimmbaren Mineralien noch Rutil, Anatas, Zirkon und Turmalin in kleinen, stark gerundeten Körnern.

Obschon durch tektonische Beanspruchung die normale Lagerung der Schichten oft stark gestört wurde, so scheint doch immer der Gips das unterste Schichtglied dieser Zone zu bilden. Darüber folgen Rauhwacke oder Dolomit, dann bunte Tonschiefer und wiederum Dolomit. Dieser obere Dolomit kann als Breccie ausgebildet sein, auch mit den liegenden bunten Tonschiefern wechsellagern.

Die Mächtigkeit der Zone, ohne den Gips, übersteigt wohl nie 5 m. Der Gips kann 30—40 m mächtig sein, ist in diesem Falle aber sicher tektonisch gehäuft. Die obern Schichten können auch fehlen, der Gips vertritt dann allein diese Zone. Auf kurze Erstreckung hin kann zwar auch der Gips verschwinden und die Frutigserie tritt in Kontakt mit der Zone des Cols. Das Fehlen von Schichtgliedern der Gipszone ist meist auf tektonische Abschürfung zurückzuführen; ursprünglich mögen sie immer vorhanden gewesen sein.

Da die Schichtlagerung auch in der Frutigserie oft noch stark gestört ist, so ist auch der Uebergang der Gipszone zur Frutigserie nicht immer normal ausgebildet. Das Ausmass der Abschürfung ist aber klein und beschränkt sich häufig auf Laminierung härterer Bänke, wie es die direkte Beobachtung zeigt und das konstante Auftreten eines gleich ausgebildeten Gesteinskomplexes an der Basis der Frutigserie vermuten lässt.

Die stratigraphische Beziehung der Gipszone zur Frutigserie wird später eingehender besprochen werden.

b. Die Frutigserie.

Die Aufschlüsse der Frutigserie sind auf die Südostabdachung der Niesenkette. beschränkt. Als leicht zu erkennende Zone streicht sie, 45—55 ° NE, von der Lenk bis zum Niesen mit ca. 30—40 ° bergwärts fallend. Sie reicht ungefähr bis zur Höhe von 2100 m im SW-Teil, bis auf 1800 m im NE-Teil der Kette.

Den Hauptanteil dieser Serie bilden dunkle, glänzende Tonschiefer (Kalktonschiefer) und mehr oder weniger sandige, glimmerreiche Kalke.

An der Basis treten dazu feine bis grobe Breccien und Konglomerate, die streckenweise sehr grosse Gerölleinschlüsse enthalten können. Diese Basisbreccien und -Konglomerate bilden einen konstanten Horizont über der Gipszone und lassen sich an vielen Stellen nachweisen; so z. B. beim Hahnenmoos, Tschentenbach, Gantenbach und Schlundbach.

Die mittleren Partien der Frutigserie bestehen fast ausschliesslich aus Tonschiefern und sandigen Kalken. In den obern Horizonten schalten sich dann dichte Kalke und Sandsteinbänke ein, die mehr und mehr zunehmen. Sie bilden den Uebergang zur nächsten Serie.

Diese soeben beschriebenen Verhältnisse gelten besonders für die südwestlichen Gebiete der Frutigserie. Gegen Nordwesten hin tritt eine kleine Aenderung in der Gesteinsbildung ein, indem die Breccienbänke an Häufigkeit etwas zunehmen, so dass sie nicht mehr auf die Basis allein beschränkt bleiben, sondern auch in den mittleren und höheren Partien der Frutigserie auftreten.

Alle erwähnten Gesteinstypen stehen in einer kontinuierlichen Wechsellagerung zueinander. Einige Lokalprofile können diese Verhältnisse am besten veranschaulichen und wiedergeben:

a. Profil aus der Basis der Frutigserie (mittlere Tschentenbachbrücke, ca. 1350 m, von unten):

1. Tonschiefer, in eine Quarzitbank übergehend. 30 cm.
2. Konglomeratbank, enthält neben kristallinen Geröllen hauptsächlich Einschlüsse von bunten Tonschiefern und Dolomiten. Die Einschlüsse sind stark verquetscht und ausgewalzt. 150 cm.
3. Gelb anwitternde, grünlichgraue Quarzitbank. 10 cm.
4. Feinblätterige, dunkle, kalkige Schiefer. 50 cm.
5. Gelbliche, dann schwarze Tonschiefer. 40 cm.
6. Konglomeratbank, grössere Gerölle stark linsenförmig ausgewalzt. 50 cm.
7. Kalkige und verkieselte Schiefer in schwarze Tonschiefer übergehend. 130 cm.
8. Stark geschieferte Konglomeratbank. 180 cm.
9. Feinblätterige Tonschiefer (Glanzschiefer). 1 m usw.

b. Profil aus der mittleren Frutigserie (Gantenbach ca. 1150 m, von unten):

1. Kalkige, dunkle Schiefer. 20 cm.
2. Kieselige Kalkbank. 4 cm.
3. Kalkige Schiefer, in kieseligen Kalk übergehend. 20 cm.
4. Dunkle Tonschiefer. 15 cm.
5. Kieselige Kalkbank. 3 cm.

6. Tonschiefer mit dünnen kieseligen Schichtlagen in den obern Partien. 150 cm.
7. Kieseliger Kalk. 20 cm.
8. Feine Breccienbank. 20 cm.
9. Kieseliger Kalk. 10 cm.
10. Dunkle Tonschiefer. 1 m usw.

c. Profil aus dem nordwestlichen Faciesgebiet der Frutigserie (Niesenbahn, ca. 1200 m):

1. Sehr feiner Sandstein, mit reichlich Glimmer auf den Schichtflächen. 40 cm.
2. Glänzende, dunkle Tonschiefer. 5 cm.
3. Feinkörnige Breccie, in dichten, dunkelblauen Kalk übergehend. 25 cm.
4. Feinblätterige, dunkle Tonschiefer. 10 cm.
5. Schiefriger, kieseliger Kalk. 10 cm.
6. Tonschiefer, wie 2 und 4. 8 cm.
7. Mittelkörnige Breccie, hauptsächlich aus Dolomitbrocken bestehend. 55 cm. Uebergang in:
8. Schiefrigen Kalk und Tonschiefer.
9. Mittelkörnige Breccie. 30 cm.
10. Dünnbankige Kalke mit Uebergang in Tonschiefer. 60 cm, usw.

Die Gesamtmächtigkeit der Frutigserie ist schwer zu bestimmen, da dieselbe durch Verfältelungen der Schichten in einer nicht zu berechnenden Weise erhöht wird. Sie beträgt nach meiner Schätzung ca. 350—500 m.

Beschreibung der einzelnen Gesteinstypen.

1. Die Tonschiefer (Kalktonschiefer).

Analysen:

Nr.	Fundort	Karbonatgehalt	Schlammgehalt	Sandgehalt
1	Furggialp	56 %	40,3 %	3,7 %
2	Schwandfehl	58,2	40	1,8

Die Farbe der Tonschiefer der Frutigserie ist dunkelblau-schwarzglänzend; ausnahmsweise ist sie hellgelb. Diese gelben Tonschiefer treten aber nur in den untersten Schichten der Frutigserie auf und können deshalb möglicherweise auch mit den gelben Tonschiefern der Gipszone verwechselt werden.

Der hohe Karbonatgehalt rechtfertigt eigentlich den Namen Tonschiefer nicht; man sollte eher von einem Kalktonschiefer sprechen. Im Vergleich mit den übrigen Gesteinstypen des Niesenflysches ist jedoch der hohe Schlammgehalt ausschlaggebend, so dass gleichwohl der Name Tonschiefer als Typenbezeichnung beibehalten werden kann.

Die Tonschiefer bestehen aus einer kalkig-tonigen Grundmasse, in welche Glimmer und Quarzkörner eingestreut sind. Die Quarzkörner, die Hauptmenge des Sandgehaltes ausmachend, besitzen keine genau begrenzte Form und sind häufig zu grösseren Aggregaten vereinigt. Der Ausbildung nach zu schliessen, handelt es sich um sekundären Quarz, der aus abgeschiedener Kieselsäure gebildet wurde. Die Verkieselung des Tonschiefers tritt aber makroskopisch nicht in Erscheinung, die Menge der ausgeschiedenen Kieselsäure war immer zu gering (eigentliche Kieselschiefer fehlen daher dem Niesenflysch).

Unter den schweren Mineralien nimmt der Pyrit der Menge nach die erste Stelle ein. Er tritt entweder in gut ausgebildeten Kristallen oder in feinkristallinen bis dichten Kugeln und nierigen Aggregaten auf. Häufig ist er in Glimmerplättchen eingeschlossen oder von einer kieseligen Hülle umgeben. Durch Oxydation erfährt er eine Umwandlung in Hämatit und Limonit. Er dient in einzelnen Fällen auch als Ausfüllungsmasse von Hohlräumen, die von aufgelösten Spongiennadeln herrühren.

Als seltenere schwere Mineralien treten ?Magnetit, Kupferkies, Zirkon, Turmalin und Rutil auf. Es handelt sich fast immer um stark gerollte, kleine Körner.

Ganz selten findet man Bruchstücke von Epidot (Zoisit) und Chloritschüppchen.

Ausser den schon genannten Ueberresten von pyritifizierten Spongiennadeln konnten in den Tonschiefern mikroskopisch keine weitern Organismen gefunden werden. Makroskopisch lassen sich hie und da Fucoidenreste feststellen, die aber auf dem dunklen Gestein schwer sichtbar sind und deshalb leicht übersehen werden.

Eine charakteristische, noch näher zu besprechende Eigenschaft der Tonschiefer betrifft deren ausgezeichnete Spaltbarkeit, die als eine Druckschieferung anzusehen ist. Neben der ursprünglichen, durch Ueberlastung hervorgerufenen Druckschieferung, finden sich auch Schieferungsrichtungen, die sich während tektonischen Vorgängen gebildet haben müssen und die einem grössern oder kleinern Winkel zur Hauptschieferungsrichtung bilden können. Je nach der tektonischen Beanspruchung und der Zusammensetzung des Schiefers entstehen plattige oder sehr feinblätterige Spaltstücke. Die letztern treten besonders an der Basis auf.

Verwendung: Die Fähigkeit in grössere, ebenflächige Platten zu spalten und der hohe Karbonatgehalt, der eine gewisse Härte bedingt, machen die Tonschiefer als Schreibtafeln verwendbar. Früher brauchte man sie auch als Dachschiefer. Sie sind jedoch bei Einwirkung der Atmosphärilien nicht dauerhaft, so dass die vermehrte Ausbeute besser geeigneter Dachschiefer aus andern Gegenden diese Verwendungsart verunmöglicht hat und die Schiefer, bekannt unter dem Namen Frutigschiefer, heute nur noch zum Gebrauch als Schreibtafeln ausgebeutet werden.

Zahlreiche Schiefergruben längs der Niesenkette von Heustrich bis Adelboden, zum Teil noch im Betrieb, zum Teil verlassen, zeugen von dieser Ausbeute, die für das Frutigtal früher nicht ganz ohne volkswirtschaftliche Bedeutung gewesen war. Ein kurzes Eintreten auf die Abbaubedingungen scheint deshalb gerechtfertigt.

Der Abbau des Schiefers ist auf eine wenig mächtige Zone beschränkt, die aus einem einzigen (Otterngraben) oder aus mehreren (Gantenbach) Tonschieferbändern bestehen kann. Diese Zone lässt sich, dank ihres gleichmässigen Streichens (ca. N 50—55° E) und Fallens (30—35° NW) leicht vom Gantenbach bis in den Graben des Allenbaches verfolgen. Sie ist auf dieser Strecke in den verschiedenen Wildbachgräben blossgelegt, wo sie dann auch zur Gewinnung des Schiefers aufgesucht wird. Die Mächtigkeit eines Schieferbandes beträgt 2—3 m, was einer maximalen Mächtigkeit der Schichten der Frutigserie überhaupt entspricht. Das Schieferband wird von einer harten Kieselkalkbank überlagert, die den Unternehmern als „Schnur" zum leichtern Auffinden des brauchbaren Schiefers dient.

Die Schiefergewinnung ist auf die genannte Zone beschränkt, weil die Ausbeute eines guten Schiefers an Bedingungen geknüpft ist, die nur in dieser Zone restlos erfüllt werden können. So muss sich der Schiefer einmal in grössere, vollständig ebenflächige Platten spalten lassen; ferner darf er nicht zu hart sein und muss sich auch sonst in grössern Mengen als brauchbar erweisen, was die Mächtigkeit des Schieferbandes zwar meistens verbürgt.

Eine ebenflächige Spaltbarkeit ist nur dann möglich, wenn eine einzige Schieferungsrichtung vorliegt. Ursprünglich war dies bei den homogen ausgebildeten Tonschiefern wohl immer der Fall. Die später erfolgende, zum Teil sehr intensive tektonische Beanspruchung (Verfaltung und Lamination) der Schiefer veranlasste aber die Bildung zahlreicher, von der Hauptschieferungsrichtung wenig abweichender

anderer Richtungen, so dass sich die Schiefer nun in vielen Fällen nicht mehr vollständig ebenflächig spalten lassen. Es bilden sich auf einem Spaltstück feine Linien, die als Schnittlinien verschiedener Spaltflächen zu deuten sind. Dadurch wird der Schiefer unbrauchbar oder minderwertig und kann die Gewinnung auch in den Abbauzonen bedeutend einschränken.

Neben der ebenflächigen Spaltbarkeit spielt auch die Härte des Schiefers eine grosse Rolle, indem ein zu harter Schiefer nicht verarbeitet werden kann. Die Härte ist durch den Karbonatgehalt, möglicherweise auch durch die Menge an ausgeschiedener Kieselsäure bedingt. Hoher Karbonatgehalt macht den Schiefer zu hart für die Verarbeitung.

Der Abbau wird durch Stollenbau in der Richtung des Fallens oder des Streichens des Schiefers vorgenommen. Trifft man auf Stellen brauchbaren Schiefers, so wird er in der Streich- und Fallrichtung ausgebeutet, bis man wieder auf minderwertigen Schiefer stösst. Auf diese Weise ist man, ohne bedeutende Verschalungen der Stollen ziemlich weit in den Berg vorgerückt (ca. 300 m bei Egerlen).

In den noch heute unterhaltenen Gruben zwischen Gantenbach und Egerlen werden die Schiefer im Stollen entweder mit elektrisch betriebenen Fräsen oder nur mit einfachen Werkzeugen in Platten zersägt und ausgebrochen, darauf in grössere Tafeln gespalten, aus denen die Schreibtafeln in verschiedenen Formaten herausgeschnitten werden.

2. Kalke.

Analysen:

Nr.	Fundort	Karbonatgehalt	Schlammgehalt	Sandgehalt
5	Lauibach (ca. 1700 m)	68,4 %	24,1 %	7,5 %
4	Niesenbahn (1050 m)	68,9	28,2	2,9

Wie aus diesen Analysen hervorgeht, zeichnen sich die Kalke gegenüber den Tonschiefern nur durch wenig höheren Karbonatgehalt aus; entsprechend hat der Schlammgehalt abgenommen. Kalke aus den Basisschichten können eventuell noch etwas karbonatreicher sein.

Die Kalke sind im Bruch dunkelblau und erscheinen ziemlich dicht. Unter dem Mikroskop zeigen sie eine tonig-kalkige Grundmasse, die meist etwas umkristallisiert ist, und die von dunklen Tonflasern durchsetzt wird. Eingestreut in dieselbe ist eine geringere Menge von Quarz und Muskowitglimmer. Der Quarz ist, seiner Ausbildungsform nach zu schliessen, zum Teil als Neubildung, zum Teil als detritische Einschwemmung anzusehen.

An opaken, schweren Mineralien enthalten die Kalke neben zahlreichen Pyrit auch ?Magnetit und Kupferkies. Die letzten beiden Erze sind selten und nur in Körnern vorhanden. Der Pyrit tritt in gut ausgebildeten Kristallen und in feinkristallinen oder dichten, kugeligen oder nierigen Aggregaten auf. Er ist teilweise in Limonit und Hämatit übergeführt worden. Die hämatitisierten Pyrite sind von den Magnetitkörnern sehr schwer zu unterscheiden, so dass das letzte Mineral beim Auftreten von hämatitisierten Pyrit nicht sicher bestimmt werden kann. Grössere Körner, wahrscheinlich aus umgewandeltem Pyrit bestehend, zeigen hin und wieder einen stark silberglänzenden Ueberzug. Nach den chalkographischen Untersuchungen von H. HUTTENLOCHER handelt es sich wahrscheinlich um Bleiglanz.

Von den durchsichtigen Mineralien sind der Zirkon, der Rutil und der Turmalin häufiger vertreten. Der Zirkon tritt entweder in ganz gerundeten Körnern oder als Individuen mit mehr oder weniger gut erhaltener Kristallform auf. Die gleiche Ausbildung zeigt der Rutil, während der Turmalin immer nur in prismatischen Bruchstücken gefunden wird. Der Turmalin besitzt verschiedene Intensität von Pleochroismus; die Richtung der stärkeren Adsorption erscheint blau, braun oder schwarz. Sehr selten findet man noch Epidot, Klinozoisit und Chlorit.

Die Kalke enthalten an Organismen besonders Ueberreste von Spongiennadeln, die entweder aus Calcit, Kieselsäure oder Pyrit bestehen können. Ursprünglich waren sie wahrscheinlich aus Kieselsäure gebaut.

Unter den schweren Mineralien finden sich selten Foraminiferen der Gattung *Textularia* und *?Orbulina*, deren Kammern mit Pyrit ausgefüllt sind. Bezüglich der Globigerinen, besonders der Gattung *Orbulina* muss gesagt werden, dass eine sichere Bestimmung nicht gemacht werden kann, weil die ohne Organismen frei gebildeten kugeligen Aggregate des Pyrites von den ebenfalls kugeligen Ausfüllungsformen von Orbulinenkammern nicht sicher unterschieden werden können.

Die Kalke der obern Schichten der Frutigserie können neben diesen soeben aufgezählten Formen noch weitere pyritifizierte Organismenüberreste enthalten. So fand sich ein kreisrundes Scheibchen mit schwach angedeuteten konzentrischen Ringen, das auf eine *Ammodiscus* ähnliche Form hinweist. Kugelige, mit kleinen Aufsätzen versehene Formen gehören wahrscheinlich der Gattung *Thurammina*

an, jedoch sind auch diese Füllkerne sehr schwer von freigebildeten, ähnlichen Pyritaggregaten zu unterscheiden. Dreieckige und kreisrunde, radialgestreifte Bildungen entsprechen Ausbildungsformen, wie sie Diatomeenschalen besitzen können.

3. Sandsteine (kieselige Kalke und Sandsteine).

Analysen:

Nr.	Fundort	Karbonatgehalt	Schlammgehalt	Sandgehalt
11	Schwandfehl	69 %	8,5 %	22,5 %
12	Niesenbahn (ca. 1200 m)	60,2	16,4	23,4
16	Tschentenbach (ca. 1350 m)	59,3	7,9	32,8
18	Schwandfehl	57	7	36
19	Niesenbahn (ca. 1150 m)	54,5	9	36,5

Die Sandsteine zeigen gegenüber den Kalken und Tonschiefern einen bedeutend höhern Sandgehalt und einen niedern Schlammgehalt, während der Karbonatgehalt ungefähr der gleiche bleibt. Der höhere Sandgehalt ist jedoch nicht immer allein auf eine vermehrte Einschwemmung von grobklastischem Material (Quarz, Feldspat, etc.) zurückzuführen, sondern auch auf eine diagenetisch bedingte Kieselsäurezufuhr, die dann zuweilen fast die Gesamtmenge des Sandgehaltes ausmachen kann. Das frisch abgelagerte Gestein besass in diesem Falle natürlich eine andere Zusammensetzung und wurde erst durch die später erfolgenden diagenetischen Vorgänge zu einem Sandstein.

Alle oben angegebenen Analysen entsprechen solchen durch Kieselsäurezufuhr diagenetisch umgeänderten Gesteinen. Der hohe Karbonatgehalt und die Dünnschliffuntersuchung zeigen, dass die ursprüngliche Zusammensetzung dieser Sandsteine ähnlich derjenigen der Kalke gewesen sein muss, aber schon meistens einen kleinen Prozentsatz an detritischem Quarz enthielten.

Ein Vergleich der Analysenwerte der Sandsteine mit denen der Kalke lässt erkennen, dass die Kieselsäurezufuhr in erster Linie auf Kosten des Schlammes erfolgt ist. Nach den Untersuchungen von C. W. CORRENS (72) zersetzt eine alkalische Kieselsäurelösung Tonsubstanzen (Al-Silikat), wodurch das Aluminium als Alkalialuminat in Lösung geht und infolge der nun eingetretenen Neutralisation die als Sol gelöste Kieselsäure abgeschieden wird. Dieser Vorgang scheint sich auch bei der Verkieselung der Kalke und Tonschiefer der Frutigserie abgespielt zu haben, wenigstens erklärt er in einfacher Weise die Abnahme des Schlammgehaltes. Die für die Reaktion notwendige

Kieselsäurelösung kann entweder im Meerwasser vorhanden gewesen sein und direkt auf das Sediment eingewirkt haben oder sie bildete sich erst im Sediment durch Auflösung der Kieselnadeln von Spongien und andern Kieselskeletten. Dieser letztere Vorgang kann sich in ammoniakhaltigen Lösungsmitteln vollziehen; Ammoniak liefern die faulenden Weichteile der Organismen. Der Nachweis von zahlreichen Spongiennadeln in den Gesteinen der Frutigserie macht es wahrscheinlich, dass besonders die letztgenannte Bildungsart der Kieselsäurelösung in Frage kommt. Die Kieselsäurelösung wirkte dann in der oben angedeuteten Reaktion auf den Ton der tonig-kalkigen Sedimente ein und bewirkte so deren Verkieselung. In den Tonschiefern fand wahrscheinlich deswegen keine stärkere Verkieselung statt, weil die für diesen Vorgang notwendigen grössern Mengen von Kieselnadeln fehlten; zudem mag auch ein detritischer Sandgehalt bei der Verkieselung eine gewisse Rolle (für die Zirkulation der Lösung) spielen, der in den Tonschiefern vollständig fehlt.

Wie die Dünnschliffuntersuchung zeigt, schied sich die Kieselsäure besonders gerne an den schon vorhandenen detritischen Quarzkörnern ab, indem sie entweder einen deutlich sichtbaren Anwachsrand bildet oder sich nur als einschlussfreie Zone vom detritischen Quarz abhebt. Die Abscheidung erfolgte aber auch frei unter Verdrängung der Grundmasse. Die auf diese Weise entstandenen Quarzkörner sind sehr klein, besitzen eine höckrige Oberfläche ohne bestimmte Form.

Hand in Hand mit der Verkieselung vollzog sich auch die Umkristallisation des Kalkes der Grundmasse, die in den stark verkieselten Sandsteinen immer beobachtet werden kann. Die neugebildeten Calcitkristalle vermögen dank ihrer grössern Kristallisationskraft, entgegen den neugebildeten Quarzen, ihre Kristallformen heranzubilden. Es ist auch nicht ausgeschlossen, dass eine später einsetzende Dislokationsmetamorphose zum Teil die Umkristallisation der kalkigen Grundmasse verursachte. Diese umgestaltende Einwirkung kann hier aber wegen ihrer geringen Auswirkung von den rein diagenetischen Vorgängen nicht scharf getrennt werden, so dass sie unberücksichtigt bleiben muss.

Neben der Kieselsäureabscheidung erfolgte vielfach auch eine Ausscheidung von Albit. Dieser legt sich als Anwachsrand um detritische Albitkristalle, die immer mehr oder weniger häufig in den Sandsteinen auftreten und meist etwas serizitisiert sind. Das Auf-

treten von sekundärem Quarz und Albit scheint in einem engern Zusammenhang zu stehen. Eine Erklärung dafür könnte die Annahme geben, dass das durch die Auflösung der Tonsubstanz entstandene Alkalialuminat mit echt gelöster Kieselsäure reagiert und als Natriumaluminiumsilikat abgeschieden würde. In einer alkalischen Lösung soll nach C. W. CORRENS die Kieselsäure als Sol und als echte Lösung bestehen. Das Auftreten echt gelöster Kieselsäure in den Sedimenten ist daher nicht unmöglich. (Taf. VI, Fig. 4.)

Ausser diagenetisch gebildeten Sandsteinen, die in der Frutigserie allerdings die Hauptmasse der Sandsteine ausmachen, treten auch eigentliche Sandsteine (mit hauptsächlich detritischem Quarz) auf. An der Basis findet man sie als Arkosesandsteine. Diese bestehen aus detritischem Quarz, mehr oder weniger serizitisierten Feldspäten und Chlorit; die Grundmasse ist stark kieselig und enthält nur noch sehr wenig Karbonat. Die Arkosesandsteine bilden die Uebergangsstufe zu den Breccien und Konglomeraten der Basisschichten.

Die Sandsteine enthalten die gleichen schweren Mineralien, wie die Kalke:

Der Menge nach steht der Pyrit wieder an erster Stelle. Die Kristalle sind nach (111), (110), (210) und Kombinationen dieser Formen ausgebildet. Daneben treten auch die dichten und feinkristallinen Aggregate auf. Der Pyrit ist zum Teil in Limonit und Hämatit umgewandelt worden.

Ausser dem Pyrit finden sich an opaken Mineralien noch Leukoxen in zahlreichen Körnern, ferner ?Magnetit und Bleiglanz.

Von den durchsichtigen Mineralien sind Zirkon, Rutil und Turmalin die häufigeren, während Epidot und Chlorit selten zu finden sind. Es handelt sich hauptsächlich um Körner und Bruchstücke von Kristallen, mit Ausnahme des Rutils, der auch als feine Nadeln in Glimmer eingeschlossen ist (Sagenit).

Ausser Spongiennadeln fanden sich in den Sandsteinen nur noch ein pyritifiziertes Bruchstück einer Radiolarie und Foraminiferen der Gattung *Textularia*. Die Spongiennadeln bestehen aus Pyrit oder Calcit, wahrscheinlich aber ursprünglich aus Kieselsäure, die dann aufgelöst wurde. An Stelle der aufgelösten Kieselsäure trat Calcit oder Pyrit in einem diagenetischen Umsetzungsprozess.

4. Breccien und Konglomerate.

Analysen:

Nr.	Fundort	Karbonatgehalt	Schlammgehalt	Sandgehalt
24	Niesenbahn (1150 m)	37,7 %	9,4 %	52,9 %

Wie aus dieser Analyse hervorgeht, zeichnen sich die Breccien gegenüber den Sandsteinen durch höhern Sandgehalt und geringern Karbonatgehalt aus. Diese beiden Merkmale sind aber keineswegs charakteristisch, da die Sandsteine bei starker Verkieselung auch ähnliche Werte liefern können. Der wesentliche Unterschied dieser beiden Bildungen liegt in der Korngrösse ihres Sandes. Uebersteigt die Korngrösse den Wert von 1—2 mm (auf Quarzkörner bezogen), so handelt es sich nicht mehr um einen Sandstein, sondern bereits um eine feine Breccie. Bei zunehmender Kornvergrösserung entsteht aus dieser Breccie eine grobe Breccie und ein Konglomerat. Gleichzeitig mit der Zunahme des Kornes vollzieht sich ein Wechsel in der Zusammensetzung des Sandes, indem neben den homogenen Einschwemmungen, wie Quarz, Feldspat und Glimmer, auch heterogene Bestandteile auftreten. Diese letzten setzen sich aus kleinen kristallinen oder sedimentären Geröllen zusammen. Makroskopisch ist das Auftreten von Geröllchen das sicherste Kennzeichen für eine Breccie.

Zwischen den primär gebildeten Sandsteinen und den Breccien kann ihrer Entstehung nach kein Unterschied gemacht werden. Sie können von diesem Standpunkt aus in einer Gruppe vereinigt werden. Ich fasse daher die Sandsteine, Breccien und Konglomerate als die grobklastischen Sedimente der Frutigserie zusammen. Sie unterscheiden sich von den übrigen Sedimenten durch hohen Sandgehalt und geringern Schlammgehalt.

Die grobklastischen Bildungen der Basis lassen sich hinsichtlich der Ausbildung und Entstehung von den übrigen derartigen Bildungen der Frutigserie abtrennen. Auf den angedeuteten Unterschied werde ich aber an anderer Stelle näher eingehen.

Die Breccien und Konglomerate treten im Verhältnis zu den andern Gesteinen der Frutigserie sehr untergeordnet auf. An der Basis sind sie immer tektonisch stark beansprucht; grössere Gerölleinschlüsse werden dann zu flachen Linsen ausgewalzt, das Gestein selber wird schiefrig.

Die Grösse der Einschlüsse ist sehr verschieden in den Basisbildungen. Blöcke von mehr als 1 m^3 Inhalt sind jedoch selten. Der grösste Block befindet sich im Schlundgraben (ob. Brücke); er besitzt

über 100 m^3 Inhalt und besteht aus Granit. Erwähnenswert ist noch ein Dolomitblock von mehr als 1 m^3 Inhalt nordwestlich vom Hahnenmoospass.

Die Zusammensetzung und die Ausbildung der Gerölle bleibt ungefähr die gleiche wie bei den Breccien und Konglomeraten der Albristserie. Da die letztern für diese Untersuchungen besser geeignet sind, so soll die weitere Besprechung dieser Bildungen bei der Behandlung der grobklastischen Ablagerungen der Albristserie erfolgen.

Die Breccien der Frutigserie scheinen, wie die übrigen Sedimente sehr wenig Fossilien zu enthalten. In einer Breccie der obern Frutigserie fand ich, neben Bryozoen, einen nicht näher bestimmbaren Nummuliten, der, in Anbetracht der Seltenheit von Fossilien zur Bestimmung des Alters dieser Serie, gleichwohl von einiger Bedeutung ist.

c. Albristserie.

Die Albristserie tritt auf der NE-Seite der Niesenkette in den höhern Regionen, den Gipfelpartien, auf, und nimmt auf der NW-Seite der Kette das ganze Talgehänge bis zum Kontakt mit den Préalpes médianes ein. Die Verbreitung dieser Serie ist also bedeutend grösser, als die der Frutigserie.

Die untere Zone der Albristserie (Sandsteinzone), in der die Sandsteine überwiegen und die allmählich aus der obern Frutigserie hervorgeht, erstreckt sich vom Albristhorn bis zum Fromberghorn, hauptsächlich die Gipfelpartien aufbauend. Die mittlere Zone (Kalk-Breccienzone), charakterisiert durch Breccien und dichte Kalke, zieht sich längs der NW-Abdachung der Kette hin, erst am Niesen auf die NE-Seite übergreifend. Die oberste Zone (Breccien-Kalk-Tonschieferzone), als schmaler Streifen im Simmental bei St. Stephan beginnend, kann längs dem Ueberschiebungskontakt Niesendecke-Préalpes médianes verfolgt werden; sie erreicht erst am NW-Fusse des Niesens etwas grössere Mächtigkeit. Die Abgrenzung gegen die stratigraphisch tieferliegende zweite Zone kann infolge der ausgedehnten Bedeckung der Westseite durch Weidland nicht angegeben werden.

In der Albristserie ist, ähnlich wie in der Frutigserie, ein geringer Facieswechsel zu beobachten. Die grobklastischen Einschwemmungen scheinen gegen den Niesen hin etwas zuzunehmen. So werden z. B. die Konglomerat- und Breccienbänke im allgemeinen mächtiger und die Gerölle grösser. Die gleiche Erscheinung konnte bereits in der Frutigserie festgestellt werden. Es scheint übrigens nicht nur

in der Richtung SW—NE ein Facieswechsel stattzufinden, sondern auch in der Richtung SE—NW. Die tektonischen Auswirkungen und die Schwierigkeit, bestimmte Horizonte auf längere Erstreckung hin verfolgen zu können, verunmöglichen es leider, diese Faciesverhältnisse genauer zu untersuchen.

Auch die Gesteine der Albristserie stehen in enger Wechsellagerung miteinander. Zwei Spezialprofile mögen die natürlichen Verhältnisse wiedergeben:

1. Profil aus der Sandsteinzone (Weissenfluh, von unten):
   1. Glimmerhaltiger, kieseliger Kalk. 6 cm.
   2. Dunkler Tonschiefer. 3 cm.
   3. Schiefriger Kalk. 5 cm.
   4. Kieseliger Kalk mit Uebergang in dichten Kalk. 12 cm.
   5. Sandsteinbank. 25 cm.
   6. Kieseliger Kalk. 5 cm.
   7. Tonschiefer. 3 cm.
   8. Kieselige Kalkbänke. 10 cm.
   9. Sandstein mit Uebergang in feine Breccie. 50 cm.
   10. Geschieferter Kalk, gegen oben schwach kieselig. 10 cm.
2. Profil aus der Kalk-Breccienzone (Nixelalp):
   1. Dichter, hellanwitternder Kalk. 17 cm.
   2. Feiner Sandstein, in dichte Kalkbank übergehend. 35 cm.
   3. Fein geschichteter Sandstein. 10 cm.
   4. Kalkbank mit schwarzen verkieselten Partien. 20 cm.
   5. Geschichteter Sandstein in dichten Kalk übergehend. 32 cm.
   6. Sandstein mit Kieselknauern. 20 cm.
   7. Dichte Kalkbank. 32 cm.
   8. Sandsteinbank. 15 cm.
   9. Feinkörnige Breccienbank in Sandstein übergehend. Darüber grobe Breccienbank. 120 cm.

In der obersten Zone beobachtet man ähnliche Profile, wie in der Kalk-Breccienzone. Nur treten wieder Tonschiefer auf und sind im allgemeinen die Schichtbankmächtigkeiten grösser (bis 3 m).

Die Mächtigkeit der gesamten Albristserie ist noch schwieriger zu bestimmen, als die der Frutigserie. Ich schätze sie auf ca. 700—800 m.

Beschreibung der Gesteinstypen der Albristserie.

1. Tonschiefer.

Analysen:

Nr.	Fundort	Karbonatgehalt	Schlammgehalt	Sandgehalt
3	Niesengipfel	64,1 %	35,4 %	0,5 %

Die Tonschiefer der Albristserie unterscheiden sich in der petrographischen Ausbildung nicht wesentlich von denjenigen der Frutigserie, sie sind aber bedeutend seltener und fehlen in der mittleren Zone fast ganz. An ihre Stelle treten die grobklastischen Sedimente.

An opaken, schweren Mineralien enthalten die Tonschiefer, neben zahlreichem Pyrit noch Limonit, Leukoxen und Bleiglanz (als silberglänzender Ueberzug auf hämatitisierten Pyrit). Zirkon, Rutil und Turmalin bilden die durchsichtigen Mineralien. Es handelt sich meist um kleine, gerundete Körner oder Bruchstücke von Kristallen. Die Häufigkeit ihres Auftretens ist weit geringer, verglichen mit derjenigen der schweren Mineralien aus den Tonschiefern der Frutigserie.

Die untersuchte Probe enthielt pyritifizierte Spongiennadeln und Foraminiferen der Gattung Textularia *(T. globulosa Ehrenb.)* und andere nicht näher zu bestimmende Arten.

2. Kalke.

Analysen:

Nr.	Fundort	Karbonatgehalt	Schlammgehalt	Sandgehalt
6	Niesengipfel	78,0 %	20,8 %	1,2 %
7	Niesengipfel	77,8	19,6	2,6
8	Weissenschafberg	80,1	7,3	12,6

Die Kalke der Albristserie zeigen gegenüber den Kalken der Frutigserie einen höhern Karbonatgehalt und einen geringern Schlammgehalt, was mit einer verminderten Schlammzufuhr in der Albristserie zusammenhängt. Dies kommt ja auch bereits schon im Zurücktreten der Tonschiefer zum Ausdruck.

Die Kalke treten relativ häufig auf, sind gebankt oder dann geschiefert; sie besitzen in diesem Falle wohl einen etwas höhern Schlammgehalt. Die Anwitterungsfarbe ist hellblau, der Bruch dunkel. Auf den hellen Schichtflächen beobachtet man oft dunkle, tonige Schlieren, die von Pflanzenüberresten stammen können.

Im Dünnschliff zeichnen sich die Kalke durch eine ziemlich homogene Beschaffenheit aus. Dichter oder feinkristalliner, mehr oder weniger toniger Kalk bildet die Grundmasse, in welche wenig Glimmer und Quarz eingelagert sind. Der Quarz ist als eine sekundäre Bildung anzusehen; die gezahnten und ungerollten Formen der kleinen Körner weisen deutlich darauf hin. Wie aus den Werten des Sandgehaltes hervorgeht, ist der Grad der Verkieselung sehr verschieden. Die Verkieselung tritt aber auch bei der Probe mit dem höchsten Sandgehalt (Nr. 8) makroskopisch noch nicht in Erscheinung; sie besitzt das gewöhnliche dichte Aussehen des Kalkes.

Die Verkieselung erfolgte auch hier auf Kosten des Schlammgehaltes, wie ein Vergleich der Analysenwerte besonders deutlich erkennen lässt. Der Karbonatgehalt bleibt derselbe, eine Aenderung erfährt nur der Schlammgehalt und entsprechend der Sandgehalt. Der ursprüngliche Sandgehalt (detritischer Quarz) hat also 1 % auf keinen Fall überstiegen, was insofern bemerkenswert ist, als diese Kalke mit sehr grobklastischen Bildungen wechsellagern.

Unter den schweren Mineralien konnten nachgewiesen werden: Pyrit, Hämatit, Limonit, Leukoxen, Zirkon, Rutil und Turmalin. Die opaken Mineralien herrschen wie gewöhnlich vor; die durchsichtigen Mineralien sind sehr klein und relativ selten.

Auf den Schichtflächen der Kalke finden sich Fucoiden und häufig Helminthoiden. An andern Organismen enthalten die Kalke noch häufig Spongiennadeln, die entweder verkalkt, verkieselt oder pyritifiziert sind; ferner findet man Foraminiferen, von welchen die Gattungen *Trochamina, ?Thurammina, Textularia, Globigerina* und *Nodosaria* nachgewiesen wurden.

3. Sandsteine, Breccien und Konglomerate.

a. Sandsteine.

Analysen:

Nr.	Fundort	Karbonatgehalt	Schlammgehalt	Sandgehalt
9	Weissenschafberg	69,3 %	18,1 %	12,6 %
10	Niesengipfel	70,6	7,9	21,5
13	Lueglen	69,8	5,4	24,8
14	Niesengipfel	65,3	9,1	25,6
15	Niesengipfel	53,6	17,2	29,2
17	Niesengipfel	40,9	23,5	35,6
23	Seewlenhorn	34,3	14,2	51,5

Aus dieser Zusammenstellung geht hervor, dass die Sandsteine nach den Analysenwerten keine genauer definierbare Gruppe bilden. Die zum Teil recht beträchtlichen Unterschiede in der Zusammensetzung sind durch Kieselsäure- oder Schlammzufuhr verursacht worden. Eine normale Zusammensetzung zeigen die Proben Nr. 10, 13 und 14. Solche Sandsteine werden am häufigsten gefunden. Auffallend ist der hohe Karbonatgehalt, der auf die nahe Verwandtschaft mit den Kalken hindeutet, aus denen sie auch oft direkt hervorgehen.

Neben Sandsteinen, die einen geringen Schlammgehalt aufweisen, treten auch Sandsteine auf, die mehr Schlamm enthalten. Sie unterscheiden sich makroskopisch dadurch, dass sie meist eine schiefrige oder dünnplattige Ausbildung besitzen.

Die beiden Gruppen der tonreichen und tonarmen Sandsteine können mehr oder weniger stark verkieselt werden, wodurch der Sandgehalt ansteigt. Die Kieselsäure wird, nach dem niedrigen Karbonatgehalt und den sonstigen Beobachtungen zu schliessen, zum grössern Teil von aussen zugeführt und bildet sich nicht allein durch Umsetzung des Tones, wie in den Kieselkalken der Frutigserie. Die Zufuhr erfolgte unter Verdrängung der kalkigen Grundmasse durch kieselsäurehaltige Wässer, die im Gestein zirkulierten. Die Verkieselung der Sandsteine der Albristserie ist also eher eine Infiltrationserscheinung und kein Umsetzungsvorgang. Die Kieselsäure kann auch hier direkt aus dem Meerwasser oder von Kieselskeletten stammen, die in den höher gelegenen Schichten aufgelöst wurden.

Die Verkieselung der Sandsteine kann so weit gehen, dass sich Quarzite bilden. Solche Quarzite finden sich besonders an der SE-Abdachung der Niesenkette zwischen Albristhorn und Gsür, wo sie, infolge ihrer Widerstandsfähigkeit und ihrer hellen Farbe, eine schon von weitem sichtbare Grenzzone zwischen Frutigserie und Albristserie bilden. Im Dünnschliff zeigen sie eine vollständig verkieselte Grundmasse, die nur noch ganz wenig Kalk enthält und in welche reichlich Quarz und Feldspat (hauptsächlich Plagioklase) eingestreut sind. Die Feldspäte sind frisch oder stark serizitisiert. Bei der tektonischen Umlagerung des Gesteins wurden einzelne dieser Serizitaggregate ausgewalzt; sie bilden nun schlierenförmige Einlagerungen in der kieseligen Grundmasse oder sind, in Schüppchen aufgelöst, in derselben zerstreut. (Taf. VI, Fig. 3.)

Die weniger stark oder kaum verkieselten Sandsteine zeigen unter dem Mikroskop eine dichte oder teilweise umkristallisierte, tonig-kalkige Grundmasse mit Einlagerungen von detritischem Quarz, Feldspat und Glimmer. Die Quarzkörner sind eckig, besitzen vielfach noch einen kleinen Anwachsrand von abgeschiedener Kieselsäure, die auch frei in kleinen zackigen Körnchen oder Aggregaten auftreten und dann zur teilweisen Verkieselung der Grundmasse führen kann. Die Feldspäte, zur Hauptsache saure Plagioklase, sind stark zersetzt oder frisch (Albit) und können von neugebildetem Albit umgeben sein. (Tafel VI, Fig. 1 und 2.) Selten enthalten die Sandsteine auch kleine Gerölle von Dolomit und Kalken.

Unter den schweren Mineralien herrschen die Erze vor. Pyrit, limonitisiert oder hämatitisiert, Leukoxen, Kupferkies, Bleiglanz (als silberglänzender Ueberzug) sind die häufigsten opaken Mineralien.

Als kleine, gerundete Körner oder als Kristallbruchstücke finden sich seltener Zirkon, Rutil und Turmalin.

b. Breccien und Konglomerate.

Analysen:

Nr.	Fundort	Karbonatgehalt	Schlammgehalt	Sandgehalt
20	Weissenschafberg	43,0 %	9,9 %	42,1 %
21	Niesen	46,7	8,5	44,8
22	Weissenschafberg	31,4	22,5	46,1

Ein Vergleich der Analysenwerte von Breccien und Sandsteinen zeigt, dass an Hand derselben die Breccien nicht ohne weiteres von den Sandsteinen unterschieden werden können. Entscheidend für die Trennung dieser beiden Gruppen ist die Korngrösse und die Geröllführung. Es kommen hier also auch die gleichen Gesichtspunkte zur Anwendung, wie bei den Breccien der Frutigserie. Die Geröllführung beginnt wesentlich hervorzutreten, wenn die Korngrösse 1—2 mm übersteigt (bezogen auf Quarz). Eine scharfe Grenze zur Trennung der Sandsteine und Breccien besteht aber nicht. Da sich auch genetisch diese beiden Sedimente nicht unterscheiden lassen, so wäre es ebenfalls hier geeigneter, diese Bildungen mit den Konglomeraten unter dem Sammelnamen „Grobklastische Sedimente" zusammenzufassen.

Im Dünnschliff zeigen die Breccien — es wurden nur feinere Breccien untersucht — eine calcitische Grundmasse, die dicht oder feinkristallinisch ausgebildet sein kann. Sie kann auch fehlen, an ihre Stelle tritt dann als Bindemittel Ton, der sich schlierenartig um die Gerölle legt. Bei groben Breccien und Konglomeraten ist das Bindemittel immer tonig; es kann aber auch überhaupt kein solches vorhanden sein.

Die Geröllein lagerungen bestehen aus Einzelmineralien und Gesteinsbruchstücken. Die monomineralischen Bestandteile sind Quarz, Feldspat und Glimmer. Der Quarz zeigt häufig Anwachsränder von abgeschiedener Kieselsäure, welche auch die Grundmasse teilweise verkieseln kann. Die Feldspäte sind in serizitisierte Aggregate umgewandelt oder relativ frisch und zeigen zuweilen Neubildungen von Albit. Die Gesteinsbruchstücke können eruptiven oder sedimentären Ursprungs sein.

Ueber die Ausbildung der Gerölle der Breccien und Konglomerate lässt sich folgendes aussagen:

Die detritischen Quarzkörner besitzen in den feinen Breccien hauptsächlich eckige Formen, sie sind also schlecht gerollt. Dasselbe gilt auch für die eigentlichen Gerölle der groben Breccien. Bei weiter

zunehmender Geröllgrösse scheint aber die Rollung immer besser zu werden, so dass dann diese grobklastischen Bildungen, laut Sprachgebrauch, als Konglomerate zu bezeichnen wären. Eine Unterscheidung der Breccien und Konglomerate nach diesem Merkmal ist aber keineswegs zweckmässig. Die grosse Mannigfaltigkeit und Häufigkeit der grobklastischen Bildungen und die meist wenig scharf ausgeprägte Rollung der Einlagerungen bringt es mit sich, dass diese Definition zu unbestimmt und zu ungenau wird. Es scheint mir daher geeigneter, die Breccien und Konglomerate an Hand ihrer Geröllgrösse zu unterscheiden, wenn überhaupt eine Unterscheidung gemacht werden soll. Ich fasse alle diejenigen grobklastischen Ablagerungen unter den Konglomeraten zusammen, deren Einschlüsse einen grössern Durchmesser als 5 cm besitzen, wobei aber mindestens 50 % der Einschlüsse dieses Ausmass besitzen müssen. Die letzte Bedingung kann durch Schätzung leicht nachgeprüft werden.

Die Verbreitung der Konglomerate ist auf die mittlere Zone der Albristserie beschränkt. Hier treten auch die meisten Breccienbänke auf.

Die schweren Mineralien haben im wesentlichen die gleiche Zusammensetzung und Ausbildung, wie die der Sandsteine. Von neuen Mineralien sind nur Epidot und Glimmer mit Rutileinschlüssen zu erwähnen; beide sind selten.

Einen besonders interessanten Rückstand lieferte die Probe Nr. 22. Unter den schweren Mineralien fanden sich kleinere und grössere, stark goldgelb glänzende Körner. Die Farbe und die gewundene, gezahnte Ausbildung dieser Körner lässt darauf schliessen, dass Gold vorliegt. Das Auftreten von Gold in Meeressedimenten ist eine ausserordentliche Seltenheit und bedarf einer besondern Erwähnung.

c. Fauna der Sandsteine und Breccien.

Die kalkige Grundmasse der Sandsteine und der feinen Breccien kann eine reichhaltige Fauna enthalten; sie wird in diesen Fällen fast zoogen-kalkig. Der Erhaltungszustand der Fossilien ist schlecht, indem fast immer nur Bruchstücke gefunden werden, die eine genauere Bestimmung nicht zulassen. Die vorgefundenen Organismen verteilen sich auf folgende Klassen:

1. Foraminiferen:

Unter den Foraminiferen konnten Vertreter von fast allen wichtigeren Familien nachgewiesen werden. So fanden sich aus der Familie der Lituolidae die Gattungen *Trochamina*, *?Thurammina* und

Lituola, aus der Familie der Miliolidae die Gattung *Miliola (Biloculina, Quinqueloculina)*, aus der Familie der Lagenidae die Gattung *Nodosaria* in verschiedenen Species. Ferner konnten noch folgende Gattungen festgestellt werden: *Textularia, Rotalia, Globigerina, Orbulina* und *Nummulites*. Die Nummuliten konnten nicht näher bestimmt werden; es sind megasphaerische Formen.

2. Radiolarien:

Hin und wieder findet man ein pyritifiziertes Bruchstück eines Radiolarienskelettes. Ein sehr gut erhaltenes Exemplar zeigt Formen, wie sie Nassellarienskelette besitzen.

3. Spongien:

Spongiennadeln sind sehr zahlreich, jedoch sind sie stark zerbrochen, so dass nie eine genauere Bestimmung möglich ist. Sie bestehen entweder aus Calcit, Kieselsäure oder Pyrit.

4. Bryozoen:

Der Individuenzahl nach sind die Bryozoenüberreste weitaus am häufigsten vertreten. Sie können zuweilen den Hauptbestandteil der kalkigen Grundmasse ausmachen.

5. Echinoidea:

Von den Echiniden fanden sich nur mikroskopisch kleine Schalenfragmente, die sich zum Teil auch an sekundärer Lagerstätte befinden mögen.

d. Zusammensetzung und Herkunft der Gerölle.

(Die nachfolgende Zusammenstellung gilt sowohl für die Breccien und Konglomerate der Frutigserie, als auch für die der Albristserie.)

Kristalline Gerölle.

1. Grüne Granite:

Fundorte: Schlundgraben (Basis der Frutigserie), 1. Kreuzung der Niesenbahn (Frutigserie), Vord. Albristhorn (mittl. Albristserie), Ahorni (mittl. Albristserie), Gantbodenbach (ob. Albristserie).

Die Granite bilden die Hauptmenge der kristallinen Gerölle. Sie sind mittelkörnig und zeigen eine schwach grünliche Färbung, die von grünlich gefärbten Plagioklasen herrührt. Makroskopisch lassen sich Quarz, Plagioklas und grüner Glimmer unterscheiden.

Unter dem Mikroskop erweist sich der Granit als ein Gemenge von Quarz, sauren Plagioklasen, Orthoklas, Biotit und Chlorit. Der Quarz steht der Menge nach an erster Stelle und zeigt meistens

eine undulöse Auslöschung. In einzelnen Fällen durchwächst er myrmekitisch die Feldspäte.

Die Feldspäte sind entweder frisch oder in Serizitaggregate umgewandelt. Unzersetzte Plagioklase konnten als Albite bestimmt werden.

Der Biotit ist braun oder grün gefärbt, meistens ist er aber in Chlorit umgewandelt worden unter Ausscheidung von Titanmineralien (Leukoxen).

An Uebergemengteilen fanden sich besonders Apatit, Rutil, Epidot und Pyrit. Der Rutil ist als Sagenit im Biotit eingeschlossen.

Die undulöse Auslöschung des Quarzes, die Umwandlungserscheinungen der Feldspäte und Biotite sind charakteristische Merkmale dieser Granite, die immer wieder beobachtet werden. Es lässt dies auf eine allgemeine Mylonitisierung des Granites schliessen, die bereits vor seinem Transport ins Flyschmeer stattgefunden haben muss.

Die Mylonitisierung des Gesteins kann so weit gehen, dass die ursprüngliche Struktur des Granites verloren geht und ein gneisartiges Gestein entsteht. Solche Gneise findet man häufig unter den kristallinen Geröllen. Als extremste Ausbildung der Gesteinszersetzung sind arkoseartige Bildungen anzusehen.

Neben diesen mehr innerstrukturellen Umwandlungen sind als Folge der Kataklase auch Zerreissungen des Gesteins zu beobachten. Die entstandenen zahlreichen Risse sind alle wieder mit Calcit ausgeheilt worden, der deshalb nun einen gewissen Bestandteil des Granitgerölles ausmacht. Bei den stark mylonitisierten Graniten kann der Calcit auch an die Stelle der Feldspäte treten.

Unter den Geröllen findet man auch saure Differentiationsprodukte des Granites. So trifft man nicht selten auf Aplite, die schon makroskopisch als solche zu erkennen sind. Unter dem Mikroskop erweisen sie sich als ein Gemenge von Quarz und sauren Plagioklasen, reichlich durchsetzt von Muskowitglimmer. Die Struktur ist typisch aplitisch. Die Aplite zeigen die gleichen Mylonitisierungserscheinungen wie die Granite: Undulöser Quarz, serizitisierte Feldspäte und zahlreiche Calcitäderchen.

Ferner findet man Pegmatite, die nach ihrer Struktur, dem Auftreten von Mikroklin und den Gaseinschlüssen im Quarz unschwer erkannt werden. Auch sie sind immer mylonitisiert.

Neben den typischen Graniten kommen auch kristalline Gerölle vor, die zu Quarzdioriten überleiten durch Abnahme der Kali-

feldspäte. Eigentliche Diorite habe ich jedoch unter den Geröllen keine gefunden.

2. Quarzporphyr:

Fundorte: Tschentenbach (Basis der Frutigserie), Schlundgraben (Basis der Frutigserie), Vord. Albristhorn (mittl. Albristserie), Kesselgraben (ob. Albristserie).

Quarzporphyre treten relativ häufig auf. Ihre Farbe ist sehr verschieden (grün-grau). Makroskopisch können sie nicht mehr immer als Porphyre bestimmt werden. Die felsitische Grundmasse besteht aus Quarz, Feldspat und Glimmerschüppchen. Die Einsprenglinge werden von Quarz, Orthoklas und Plagioklas gebildet; seltener ist auch Chlorit vorhanden. Die Einsprenglinge zeigen zum Teil sehr schön ausgebildete Korrosionsformen.

An Uebergemengteilen sind besonders Leukoxen und Apatit zu erwähnen.

Die Porphyre sind immer mehr oder weniger stark mylonitisiert; die porphyrische Struktur kann dadurch verloren gehen. Calcit, meist als Ausfüllungsmasse von kleinen Rissen dienend, kann auch die felsitische Grundmasse ersetzen, die Einsprenglinge bleiben aber unversehrt. Andererseits kann er aber auch an die Stelle der Einsprenglinge treten, die Grundmasse bleibt dann unverändert.

3. Gneise:

Fundorte: Schlundgraben (Basis der Frutigserie), Vord. Albristhorn (mittl. Albristserie), Gantbodenbach (ob. Albristserie).

Ausser den gneisartig struierten Granitmyloniten finden sich auch eigentliche Orthogneise. Sie besitzen deutliche Schiefertextur; das Gefüge ist granoblastisch. Unter dem Mikroskop zeigt sich ein Gemenge von Quarz und stark serizitisierten Feldspäten, die nicht näher bestimmt werden konnten; ferner wurden Muskowit, Chlorit?, grüner und brauner Biotit nachgewiesen. An Uebergemengteilen enthalten sie hauptsächlich Apatit, Pyrit, Magnetit und Eisenglanz.

Die Gneise sind, wie alle übrigen kristallinen Gerölle, stark mylonitisiert. Sie erhalten dadurch zuweilen das Aussehen von Glimmerschiefern, besonders wenn sie noch reichlich Muskowit enthalten.

Herkunft der kristallinen Gerölle.

CH. SARASIN (85), der schon seit langer Zeit (1891) eine genauere Untersuchung der Niesenflyschgerölle durchgeführt hatte, verglich die gefundenen Granite mit Juliergraniten. Neuere Beobachtungen darüber fehlen bis jetzt.

Die Granite und Quarzporphyre des Niesenflysches sind ihrer Ausbildung und Zusammensetzung nach vollständig identisch mit den von D. TRÜMPY (62) beschriebenen kristallinen Geröllen des Falknismalms. Makroskopisch unterscheiden sie sich durch eine verschieden starke Grünfärbung, im Dünnschliff aber stimmen die Gerölle vollständig überein. Dies gilt sowohl für die Granite, als auch für die Quarzporphyre.

Nach D. TRÜMPY stammen die kristallinen Gerölle des Falknismalms von den Eruptivgesteinen der unterostalpinen Decken (besonders Errdecke) ab. Somit lassen sich auch die kristallinen Gerölle des Niesenflysches zwanglos aus den Kristallinkernen der unterostalpinen Decken herleiten. Die petrographischen Beschreibungen der Eruptivgesteine dieser Decken von R. STAUB (55) und P. CORNELIUS (12) bestätigen infolge weitgehender Uebereinstimmung im allgemeinen diesen Schluss.

Die auffallende Aehnlichkeit der Granit- und Quarzporphyrgerölle des Falknismalms und des Niesenflysches, sowie die ähnliche Zusammensetzung ihrer Breccien und Konglomerate lässt sogar die Vermutung aufkommen, dass wenigstens ein Teil der kristallinen Gerölle des Niesenflysches direkt aus den Breccien des Falknismalms stammt. Diese Gerölle würden sich demnach an ternärer Lagerstätte befinden.

Bei den Geröllen des Niesenflysches macht sich, als einziger Unterschied gegenüber den Geröllen des Falknismalms, die starke Durchsetzung mit Calcitäderchen (Kataklase) bemerkbar. Dieser Unterschied kann aber obige Annahme nicht widerlegen, und liesse sich damit erklären, dass die Gerölle nach der Ablagerung im Flyschmeer noch eine Zertrümmerung erfuhren.

Die Herkunft der Gerölle des Niesenflysches aus den unterostalpinen Decken, speziell der Falknisdecke, kann aber auch mit Hilfe der sedimentären Einschlüsse sicher bewiesen werden. Ein Vergleich des gesammelten Materials (makroskopisch und mikroskopisch) mit Gesteinen aus der Falknisdecke ergab auffallende Uebereinstimmungen einzelner Gesteine, so dass kein Zweifel an ihrer Herkunft aus der Falknisdecke bestehen kann.

Sedimentäre Gerölle.

1. Oolithischer Kalk (Lias, ?Malm):

Fundort: 1. Kreuzung der Niesenbahn (Frutigserie).

Die Oolithe sind Pseudobildungen und bestehen aus Kalk. Sie sind entweder gleichartig durchgebildet oder besitzen einen dunkleren

Rand, sie zeigen aber nie einen konzentrisch-schaligen Aufbau. Im Zentrum der Oolithkugel kann sich ein Calcitkristall oder ein Quarzaggregat befinden. Von der calcitischen Grundmasse heben sich die Oolithe nur durch ihre dunklere Färbung ab.

2. Kalke des mittleren Malms:

Fundorte: Vord. Albristhorn (mittl. Albristserie), Gantbodenbach (ob. Albristserie) usw.

Es handelt sich um dichte, fast schwarze Kalke, die unter dem Mikroskop eine calcitische Grundmasse mit typischer Pflasterstruktur zeigen. Eingestreut in diese Grundmasse findet man wenig Quarz und Albit, die beide nach ihren guterhaltenen Kristallformen zu schliessen Neubildungen darstellen. Die Kalke unterscheiden sich vom Falknismalm nur durch etwas stärkere Umkristallisation der Grundmasse.

3. Feine, spätige Breccie des Malms (?Neokom):

Fundort: Höllengraben (mittl.—obere Albristserie).

In einer zoogen-kalkigen Grundmasse, zur Hauptsache aus Spongiennadeln und Bryozoenzellen bestehend, sind Dolomit-, Kalk- und Quarzgerölle eingelagert.

4. Tithonkalk:

Fundorte: Höllengraben (mittl.—obere Albristserie), Ahornialp (mittl. Albristserie), Gantbodenbach (ob. Albristserie) usw.

Hellanwitternder, muschligbrechender Kalk mit kieseligen Partien, die als dunkle Knollen hervortreten. Unter dem Mikroskop zeigt er eine dichte, calcitische Grundmasse, die verkalkte Radiolarien enthält; auch die kieseligen Partien enthalten verkalkte Radiolarien. Selten findet man Neubildungen von Quarz. Das Schliffbild und das makroskopische Aussehen entspricht ganz den Tithonkalken des Falknis.

5. Spätiger Kalk (?Tristelkalk):

Fundort: Höllengraben (mittl.—obere Albristserie).

Die Grundmasse ist zoogen-kalkig und besteht hauptsächlich aus Echinodermensplittern und nicht näher zu bestimmenden Foraminiferenbruchstücken. Sie enthält wenig Quarz- und Dolomitgerölle, die schon makroskopisch sichtbar sind. Nach der Ausbildung liesse sich dieses Gestein am ehesten mit Tristelkalk vergleichen, jedoch fehlen die für das Urgon charakteristischen Milioliden.

Neben diesen bestimmbaren sedimentären Geröllen finden sich auch solche, deren Alter nicht genau angegeben werden kann, da sie keine charakteristische Ausbildung zeigen:

6. Dolomit (z. T. Trias):

(In allen Breccien- und Konglomeratbänken nachzuweisen.)

Dolomitgerölle treten sehr häufig auf; sie sind leicht kenntlich an ihrer gelben Verwitterungsfarbe, die von ausgeschiedenem Limonit herrührt. Ausser den verwitterten Dolomiten finden sich auch frische, helle Gerölle von dunklem Bruch. Die Grundmasse der Dolomite ist immer mehr oder weniger stark umkristallisiert.

7. Kieselkalke:

Fundorte: Tschentenbach (Basis der Frutigserie), Gantbodenbach (ob. Albristserie) usw.

Dunkle Kalke, die im Dünnschliffbild grosse Aehnlichkeit mit den kieseligen Kalken der Frutigserie zeigen. Die kalkige Grundmasse ist umkristallisiert und stark verkieselt.

8. Tonschiefer:

Fundorte: Tschentenbach (Basis der Frutigserie), Gantbodenbach (ob. Albristserie) usw.

Schwarze oder bunte Tonschiefer können auch als Geröllein-lagerungen beobachtet werden.

e. Unterschiede zwischen den grobklastischen Basisbildungen und den übrigen Breccien des Flysches.

Abgesehen von den durch die ungleiche tektonische Beanspruchung gebildeten Verschiedenheiten (Laminierung der Basisbildungen), zeigen die Breccien und Konglomerate der Basis (Frutigserie) und die des übrigen Flysches auch Unterschiede in der Zusammensetzung und Ausbildung ihrer Einschlüsse.

Die kristallinen Gerölle bleiben zwar dieselben; an beiden Orten treten grüne Granite, Quarzporphyre und Gneise auf. Jedoch ist die Zusammensetzung der sedimentären Einschlüsse eine andere. In den Basisbreccien finden sich ausschliesslich die ihrem Alter nach unbestimmten Sedimente, wie Dolomite, Kieselkalke und Tonschiefer. In den Breccien der Albristserie und in den Breccien der Frutigserie im nordöstlichen Faciesgebiet treten dagegen ausser diesen Geröllen auch alle übrigen erwähnten Einschlüsse auf, besonders Malm- und Tithonkalke.

Ein Unterschied zeigt sich auch in der Ausbildung der Gerölle. Während die Breccien und Konglomerate der Albristserie innerhalb derselben Bank relativ gut sortiertes Material von einheitlicher Grösse aufweisen, so zeichnen sich die Basisbreccien durch stark wechselnde

Grösse der Gerölle aus. Neben kopfgrossen Einschlüssen, abgesehen von den wenigen Riesenblöcken (s. S. 67), finden sich in der gleichen Bank ebenso häufig ganz kleine Gerölle.

Diese beiden genannten Unterschiede, die kaum nur zufällig entstanden sind, lassen sich erklären, wenn man eine verschiedene Entstehungsweise dieser Breccien und Konglomerate annimmt.

Die Ausbildungsart der Basiskonglomerate lässt darauf schliessen, dass sie hauptsächlich aus dem zusammengeschwemmten Material einer erodierten Küste hervorgegangen sind. Die stark wechselnde Grössenordnung der Gerölle und ihre wenig veränderliche Zusammensetzung könnten mit dieser Entstehungsweise der Konglomerate erklärt werden. Die grobklastischen Basisbildungen wären demnach als Transgressionsbildungen aufzufassen.

Im Gegensatz dazu, müssen die grobklastischen Ablagerungen der Albristserie aus Material entstanden sein, das von einem Fluss aus einem in Abtragung begriffenen Hinterland herbeigeführt wurde. Eine gleichmässigere Grössenverteilung und mannigfaltigere Zusammensetzung der Gerölle im Ablagerungsraum wird auf diese Weise ermöglicht. Immerhin sprechen die schlecht gerundeten Formen der Gerölle dafür, dass der Flusstransport auch hier nicht sehr lange gedauert hat. Der Entstehung nach wären also die Breccien und Konglomerate der Albristserie — und der Frutigserie in ihrem nordöstlichen Faciesgebiet — eher als Regressionsbildungen aufzufassen.

f. Die Kalkbreccien der Albristserie.

Von Zeit zu Zeit treten in der Albristserie, besonders in der zweiten Zone, Kalkbreccien auf, die als sehr charakteristische Bildungen des Niesenflysches angesehen werden können. Sie bestehen aus rundlichen oder ovalen Kalktrümmern, die von einem dunklen, sandigen Bindemittel umgeben sind. Sie werden immer nur als Einlagerung zwischen einer Kalkbank und einer Sandsteinbank angetroffen. Ihre Mächtigkeit ist wechselnd, übersteigt aber 1 m nicht.

Schon B. STUDER (58) kannte diese Bildungen und versuchte ihre Entstehung zu deuten. Er glaubte, dass sie an Ort und Stelle gebildet wurden durch Zerstörung der Kalkbänke, infolge mangelhafter Festigkeit der Grundlage. P. BECK und ED. GERBER (5) dachten sich die Kalkbreccien aus aufgeblätterten Kalkplatten entstanden, die in ein Gebiet mit reichlicher Sandeinschwemmung gelangten.

Meine Beobachtungen lassen auch ähnliche Deutungsversuche zu. So zeigt zum Beispiel eine Detailaufnahme folgende Verhältnisse:

Eine Sandsteinbank geht in eine helle Kalkbank über. Dieser Uebergang vollzieht sich so, dass im Sandstein erst wenige Kalklinsen auftreten, die gegen oben immer häufiger werden. Dementsprechend verschwindet der Sandstein, der in der Folge nur noch in dünnen Schnüren zwischen den Kalklinsen vorhanden ist. Dann verlieren sich auch diese Schnüre und es bleibt der helle Kalk, der eine neue Schichtbank bildet. Eine Schichtgrenze ist nirgends zu beobachten. Die Uebergangszone, die der Kalkbreccie entspricht, ist ca. 50 cm mächtig.

Aus diesen Verhältnissen ergibt sich schon mit ziemlicher Deutlichkeit, dass die Kalklinsen keine eingeschwemmten Gerölle darstellen und ihre Bildung von der hangenden Kalkbank abhängig ist.

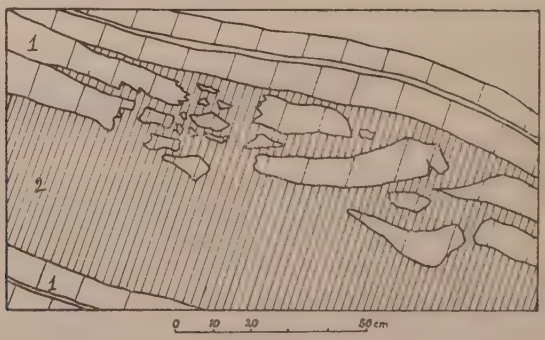

Fig. 7: **Kalkbreccie.** 1 = Kalk; 2 = Sandstein.

Die Entstehungsweise der Kalkbreccien lässt aber eine andere Beobachtung, die ich in beistehender Zeichnung wiedergegeben habe (Fig. 7), noch besser erkennen. Sie zeigt, dass tatsächlich diese eigenartigen Breccien aus aufgebrochenen Kalkbänken entstehen, und dass sie an Ort und Stelle gebildet wurden. Die ersten zwei Kalkbänke, die über der Sandsteinbank folgen — im vorliegenden Fall kann allerdings nicht mit Sicherheit festgestellt werden, ob die Kalkbänke die Sandsteinbank normal überlagern — sind in einzelne, grössere und kleinere Bruchstücke aufgelöst, die sich mit dem Sandstein vermischten und als Linsen in denselben eingebettet erscheinen. Das Aufbrechen der Kalkbänke lässt sich auf eine gewisse Erstreckung hin verfolgen, sie ist also nicht nur auf die gezeichnete Stelle beschränkt.

Die Zerstörung der Kalkbänke und die Vermischung der entstandenen Kalktrümmer mit Sand ist, meiner Ansicht nach, auf eine lokale submarine Rutschung des frisch abgelagerten Sedimentes zurückzuführen. Die Rutschung müsste erfolgt sein, als der Sand noch ziemlich locker war, der Kalkschlamm aber schon eine gewisse Festigkeit erlangt hatte.

Damit liesse sich die Vermischung der Kalktrümmer mit Sand erklären. Je nach der Ausdehnung der Bewegung fand mehr eine Zerstörung der Kalkdecke an Ort und Stelle statt, wie beim zweiten beschriebenen Fall oder die gebildeten Trümmer wurden noch eine Strecke weit verschleppt, wodurch eine regelmässigere Ordnung derselben zustande kam, wie im ersten Fall.

Das Entstehen einer Rutschung ist wahrscheinlich auf eine zu steile Böschung des Meeresbodens zurückzuführen. Es ist jedoch anzunehmen, infolge der Beschränkung der Auswirkung auf einen wenig mächtigen Horizont, dass die Rutschung nie eine grössere Ausdehnung angenommen hat.

d. Zusammenfassung.

Der Niesenflysch kann nach seiner petrographischen Ausbildung in drei Hauptzonen eingeteilt werden: Gipszone, Frutigserie und Albristserie.

Die Gipszone besteht aus Gips, Dolomit, Dolomitbreccien, Rauhwacke und bunten Tonschiefern. Sie bildet die Basis und zugleich den Ueberschiebungshorizont der Niesendecke. Ihre Mächtigkeit ist gering.

Die Frutigserie besteht aus feinklastischen Sedimenten (Tonschiefer), Kalken und grobklastischen Sedimenten. Die beiden ersten Gesteine herrschen vor.

Die Tonschiefer sind sehr karbonathaltig und zeichnen sich durch gute Spaltbarkeit aus, die sie eventuell für technische Verwertung brauchbar macht. Die Kalke erweisen sich als ziemlich tonhaltig. Durch diagenetische Umsetzung des Tones sind die meisten Kalke zu Kieselkalken geworden. Die Verkieselung ist an das Vorhandensein von Spongiennadeln gebunden und kann zu einer vollständigen Umkristallisation des Gesteines führen. Zusammen mit der Kieselsäure schied sich auch Albit ab.

Die grobklastischen Bildungen lassen sich an Hand der Korn- resp. Geröllgrösse in Sandsteine, Breccien und Konglomerate einteilen.

Sie besitzen nur an der Basis und in einem nordöstlichen Faciesgebiet der Frutigserie eine grössere Verbreitung. Die Gerölle setzen sich aus kristallinem und sedimentärem Material zusammen. Die ersten stammen aus den unterostalpinen Decken; das Alter der Sedimentgerölle bleibt für die Basisbildungen unbestimmt. Nach der Zusammensetzung und der Ausbildung der Gerölle zu schliessen, entsprechen die grobklastischen Ablagerungen der Basisschichten Transgressionsbildungen.

Ausser den Spongien und Fucoiden, treten in der Frutigserie Organismen erst in den höhern Schichten häufiger auf.

Die Albristserie lässt sich in drei Zonen aufteilen. Ueber der Frutigserie folgt eine Serie, vorwiegend aus Sandsteinen und Kalken bestehend. Diese Serie geht in einem Komplex über, der durch Kalke und reichlich grobklastische Bildungen gekennzeichnet ist. In der obersten Zone treten neben Kalken und grobklastischen Ablagerungen wieder häufiger Tonschiefer auf, die in den beiden tiefern Zonen fast ganz fehlen.

Die Albristserie unterscheidet sich von der Frutigserie durch das Vorherrschen der grobklastischen Ablagerungen gegenüber den feinklastischen.

Die Tonschiefer entsprechen denen der Frutigserie. Die Kalke sind tonärmer und weniger stark verkieselt, als die Kalke der Frutigserie. Die grobklastischen Sedimente lassen sich in Sandsteine, Breccien und Konglomerate einteilen. Die letztern findet man besonders in der zweiten Zone. Eine Unterscheidung erfolgte auch nach der Korn- resp. Geröllgrösse. Die Sandsteine zeigen Verkieselungserscheinungen, die mehr auf eine Infiltration von Kieselsäure zurückzuführen ist. Die Gerölle der Breccien und Konglomerate stammen aus den unterostalpinen Decken. Neben kristallinen Geröllen (Granite, Quarzporphyre, Gneise), finden sich auch reichlich sedimentäre Einschlüsse, deren Alter zum Teil sicher bestimmt werden kann. So liessen sich Lias-, Malm- und ?Kreidegerölle nachweisen. Die grobklastischen Sedimente der Albristserie entsprechen Regressionsbildungen.

Eine Eigentümlichkeit der Albristserie bilden die Kalkbreccien, deren Entstehung auf lokale, submarine Rutschungen zurückzuführen ist.

Die Sedimente der Albristserie, besonders die Sandsteine und Breccien, enthalten eine reiche Spongien-, Foraminiferen- und Bryozoenfauna. Auf den Schichtflächen der Kalke findet man häufig Fucoiden und Helminthoiden.

B. Faciesverhältnisse und Alter des Niesenflysches.

1. *Die gegenseitigen Beziehungen der verschiedenen Gesteinszonen.*

Nachdem ich im vorhergehenden versucht habe, einen stratigraphisch-lithologischen Ueberblick über die verschiedenen Zonen des Niesenflysches zu geben, möchte ich im folgenden die Beziehungen dieser Gesteinszonen zu einander und den Sedimentationsverlauf des Flysches besprechen.

Aus den Analysen geht hervor, dass bei der Bildung des Niesenflysches, neben abwechselnder Einschwemmung von terrigenem Material (Schlamm, Sand etc.) eine stetige, ziemlich starke Kalkfällung erfolgte. Das regelmässige und häufige Auftreten von Kalken, der hohe Karbonatgehalt der Tonschiefer und Sandsteine sprechen deutlich dafür. Der geringere Karbonatgehalt in den Breccien kann damit erklärt werden, dass der Kalk unabhängig von der Zufuhr des klastischen Materials gefällt wurde. Daher muss natürlich bei vermehrter Einschwemmung der Kalkabsatz, auf die gleiche Sedimentationsdauer der Einschwemmung bezogen, in einem bestimmten Verhältnis zur reichlicher erfolgenden Sedimentation des grobterrigenen Materials abnehmen, was sich dann auch in den Analysenwerten der Breccien ausdrückt, wo Volumen, die während der gleichen Zeitdauer gebildet worden sind, verglichen werden. Der geringere Karbonatgehalt der Breccien, allgemein der klastischen Sedimente, wäre also nur auf eine verschiedene Sedimentationsgeschwindigkeit von Kalk und klastischem Material zurückzuführen und würde nicht gegen eine stetige, gleich starke Kalkfällung sprechen. Die Art der Fällung lässt übrigens vermuten, dass es sich um einen chemischen oder physiologisch-chemischen Vorgang handelt und nicht etwa um einen mechanischen Niederschlag.

Die terrigenen Einschwemmungen im Flyschmeer verteilen sich so, dass nach einer kurzen grobterrigenen Einschwemmung (Basis der Frutigserie) hauptsächlich Schlamm zur Sedimentation gelangte (Frutigserie). Dann folgten Sand- und Gerölleinschwemmungen unter starker Abnahme der Schlammzufuhr, die sich später allerdings wieder etwas erhöhte (Albristserie).

Stellt man die Ton- und Kalkabsätze den grobklastischen gegenüber, so erhält man für den Niesenflysch folgendes Bild des Sedimentationsverlaufes:

Einer ausgesprochenen Tonkalkfacies mit nur geringen grobklastischen Einschwemmungen an der Basis, folgt eine Kalkfacies mit zahlreichen grobterrigenen Ablagerungen, die wieder in eine Tonkalkfacies überleitet.

Dieser Sedimentationsverlauf scheint einem vollständigen orogenetischen Sedimentationszyklus zu entsprechen.

Nach ARBENZ (65) kann man bei einem Sedimentationszyklus meist 3 Sedimentationsphasen unterscheiden, die je nach dem Ort ihrer Bildung (als epirogene Sedimentation in Epikontinentalmeeren, als orogene Sedimentation in Geosynklinalen- und Geantiklinalregionen) mehr oder weniger gut ausgeprägt sind:

1. Transgressionsphase: Aufarbeitung des Untergrundes, klastische Zufuhr.
2. Inundationsphase: Ablagerung von Tonen, Kalken, Mergeln.
3. Regressionsphase: Ablagerung von Kalken und Sanden.

Obschon der Niesenflysch mit seinen zahlreichen Breccien- und Konglomerateinlagerungen sicher als eine orogene Sedimentationsbildung anzusprechen ist, bei einer solchen aber die zyklische Gliederung im allgemeinen stark zurücktritt, so lassen sich doch auch im Niesenflysch die 3 Phasen noch einigermassen wiedererkennen. So könnte die Basis der Frutigserie der Transgressionsphase, die eigentliche Frutigserie (Ton-Kalkfacies) der Inundationsphase und die Albristserie (Kalkfacies) der Regressionsphase entsprechen.

Durch die Einteilung des Niesenflysches in verschiedene Sedimentationsphasen wird es nun möglich, die Flyschfrage wieder mehr von der petrographischen auf die geologische Seite hinüberzuziehen, indem z. B. die gegenseitigen Beziehungen der unterschiedenen Zonen zu einander klargelegt werden können. Vor allem interessiert die Frage, ob sich eine Beziehung der an der Basis der Niesendecke auftretenden Gipszone zum Niesenflysch feststellen lässt. Aus dem engen Zusammenhang Gipszone-Niesenflysch möchte man nämlich versucht sein, die Gipszone als lagunäres Anfangsstadium der Transgressionsphase anzusehen. Ob eine solche stratigraphische Zugehörigkeit der Gipszone zum Niesenflysch wirklich bestehen kann, soll im folgenden an Hand einiger Spezialprofile untersucht werden.

Das in dieser Hinsicht geeignetste Profil findet sich nördlich Sulzig (siehe oben, Fig. 2). Unter Weglassung der tieferliegenden

Gesteine der „Spatkalkdecke" zeigt dieses Profil nachstehende Verhältnisse zwischen der Gipszone und der Basis der Frutigserie:

1. Rauhwackebank (Nr. 7).
2. Bunte Tonschiefer (violett und grün) (8).
3. Tonschiefer in Wechsellagerung mit Dolomit (9).
4. Dolomitbänke, zum Teil als Breccien ausgebildet (10).
5. Wechsellagerung von dunkelblauen Kalkbänken mit kalkigen Schiefern; Uebergang in eine grössere Kalkbank (11).
6. Grobe Breccienbank, darüber
7. hellgelbe und dunkle Tonschiefer mit Einlagerungen von feinen Breccienbänken (Frutigserie) (13).

Etwas weiter nordöstlich, in einer der nächsten Runsen sind die Verhältnisse folgende:

1. Dolomit und Dolomitbreccien.
2. Bunte Tonschiefer (gelb).
3. Dolomitische Schiefer in Wechsellagerung mit Dolomitbänken.
4. Kalkige Schiefer.
5. Grobe Breccienbank, darüber dunkle, glänzende Tonschiefer der Frutigserie mit feinen Breccieneinlagerungen.

Die Mächtigkeit der unter der Frutigserie liegenden und der Gipszone angehörenden Schichten hat in diesem Aufschluss abgenommen, und sie nimmt in nördlicher Richtung immer mehr ab, so dass sie im Bach bei Unter-Flösch gleich null wird; die Frutigserie liegt dort direkt auf der „Spatkalkdecke", ähnlich wie es schon für den Aufschluss im äussern Seitenbach (rechte Simmentalseite) konstatiert wurde. Die Mächtigkeitsabnahme ist auf tektonische Abschürfung zurückzuführen.

Nach den Verhältnissen, wie sie im ersten Aufschluss gefunden wurden, scheint es mir nun sehr wahrscheinlich, dass, trotz der möglicherweisen Abschürfung von einzelnen Schichtbänken, in diesem Profil eine normale stratigraphische Gesteinsfolge aufgeschlossen ist. Die Zusammengehörigkeit der Gipszone und der Basis der Frutigserie ist augenfällig. Sie erhält noch eine besondere Stütze dadurch, dass an einer Stelle zwischen den Tonschiefern der Frutigserie eine ca. 8 cm mächtige Dolomitbank gefunden wurde. Diese Einlagerung kann nicht auf tektonischem Wege zustande gekommen sein, wie auch ganz allgemein gesagt werden kann, dass eine Verknetung der Schichten der Gipszone mit denen der Frutigserie nicht in Frage

kommt. Es hat einzig eine Laminierung und eine in nördlicher Richtung verfolgbare Abschürfung der Schichten stattgefunden, die zudem die Frutigserie und die Gipszone gleichmässig betroffen hat. Eine tektonische Abtrennung der Gipszone vom Flysch scheint hier ausgeschlossen.

Ein weiteres, für diese Frage in Betracht kommendes Profil ist auf der untern Laveyalp aufgeschlossen (Fig. 3). Hier folgen über einer mächtigen Gipsmasse einige Dolomitbänke und Rauhwacken, dann Dolomite in Wechsellagerung mit hellgelben und dunklen Tonschiefern, darüber entwickelt sich die Frutigserie mit dunklen Tonschiefern und grobklastischen Bildungen. Eine scharfe Grenze zwischen Gipszone und Frutigserie besteht nicht. Wenn auch anzunehmen ist, dass ebenfalls hier die tektonischen Bewegungen einige Schichtbänke zum Verschwinden gebracht haben und die Schichtfolge deswegen nicht mehr ganz normal ausgebildet sein könnte, so scheint doch auch in diesem Aufschluss eine stratigraphische Kontinuität von der Gipszone zur Frutigserie zu bestehen. Diese Lösung der Verhältnisse ist die gegebene. Eine tektonische Abtrennung der Gipszone von der Frutigserie scheint auch hier unmöglich.

Leider ist, infolge Verschüttung, auf der Strecke vom Hahnenmoos bis nach Mülenen keine Stelle mehr aufgeschlossen, die die genauen Grenzverhältnisse zwischen Gipszone und Frutigserie in übersichtlicher Weise zeigt. Eine einzige Ausnahme macht ein Aufschluss am rechten Ufer der Engstligen nördlich von Ewigkeit, wo nun ganz ähnliche Verhältnisse zu beobachten sind, wie wir sie aus den beiden vorhergehenden Profilen kennen gelernt haben. Bunte Tonschiefer und sehr pyritreiche Dolomite gehen allmählich durch Wechsellagerung mit dunklen Tonschiefern und kieseligen Kalken in die Frutigserie über.

Gestützt auf diese drei Detailprofile, die in weit auseinander liegenden Gebieten aufgenommen wurden, trotzdem aber ähnliche Verhältnisse zeigen, wage ich den Schluss zu ziehen, dass die Gipszone nicht nur tektonisch zur Niesendecke, sondern auch stratigraphisch zum Niesenflysch gehören kann.

Die stratigraphische Zuteilung der Gipszone zum Niesenflysch kann vorläufig erst für das Gebiet der Niesenkette und für das Gebiet zwischen Lenk und Lauenen in Frage kommen. Die bisherigen Untersuchungen im waadtländischen Teil der Niesendecke lassen in dieser Hinsicht noch keine sichern Schlüsse zu [vergleiche M. LUGEON

(33, 34) und ALB. HEIM (19)]. Obschon M. LUGEON (35, p. 102) eine ähnliche Beobachtung im torrent d'Ayerne gemacht hat, wo über Rauhwacke, bunten Tonschiefern und Kalken der Niesenflysch folgt „avec une transition non nettement marquée, comme s'il y avait une série continue", also gleiche Verhältnisse in diesen Gegenden zu bestehen scheinen, wie in der Niesenkette, so zeigen sich doch auch Unstimmigkeiten, die erst noch behoben werden müssen.

2. *Alter des Niesenflysches.*

In den tiefern Horizonten der Frutigserie konnten ausser Kieselnadeln in den Kalken und Fucoiden in den Tonschiefern keine organischen Reste nachgewiesen werden. Auch alle frühern Untersuchungen lieferten keine Fossilien. Die öfters gemeldeten Funde von Belemniten aus dem Niesenflysch (besonders im Waadtland) stammen alle aus ähnlichen Schiefern und Kalken der Zone des Cols. Eine Ausnahme bilden die Belemnitenfunde am SE-Hang des Seeberghorns (Col de Pillon) in dunklen Tonschiefern, die innerhalb der Niesendecke aufzutreten scheinen. (Ein Exemplar befindet sich im Geologischen Museum zu Lausanne, ein zweites im Geolog. Institut Bern). Diese Schiefer entsprechen aber weder dem Aussehen, noch der Zusammensetzung nach den Tonschiefern der Frutigserie. Eine Analyse ergab folgende Werte:

Karbonatgehalt:	44,2 %
Schlammgehalt:	49,2
Sandgehalt:	6,4

Die Verschiedenheit der Zusammensetzung ist also sehr ausgeprägt. Zudem liegen sie unter dem eigentlichen Niesenflysch und scheinen stratigraphisch nicht demselben anzugehören. Es kann sich also kaum um den Tonschiefer der Frutigserie handeln. Die genannten Belemnitenfunde können daher auch nicht zur Bestimmung des Alters der Frutigserie verwendet werden.

Auch die ?Inoceramenfunde aus der Basis des Niesenflysches, die A. ROTHPLETZ (48) meldete, scheinen aus einem Gestein zu stammen, das zur Zone des Cols zu rechnen ist. Seine Angaben lassen nämlich darauf schliessen, dass der Fund am gleichen Orte im äussern Seitenbach gemacht worden ist, den ich schon oben ausführlicher beschrieben habe. Ueber der Trias folgt aber dort nicht direkt der Niesenflysch, wie A. ROTHPLETZ angibt; somit können die Inoceramen auch nicht aus dem Flysch stammen.

Die obern Schichten der Frutigserie, besonders die Uebergangsschichten in die Albristserie, lieferten eine Anzahl von Foraminiferen, worunter auch ein allerdings nicht sehr gut erhaltenes Exemplar eines Nummuliten. Darnach wäre das Alter der obern Frutigserie am ehesten als tertiär zu betrachten. Da sich aber die obere Frutigserie weder stratigraphisch noch tektonisch von der untern trennen lässt, so ist für die ganze Serie mit einiger Wahrscheinlichkeit tertiäres Alter anzunehmen.

Etwas günstiger für eine Altersbestimmung liegen die Verhältnisse in der Albristserie, deren tertiäres Alter nun sicher bewiesen ist. Nachdem schon W. PAULCKE (40) im Waadtland am Wyttenberghorn Nummuliten und Orthophragminen gefunden hatte, konnten später auch P. BECK und ED. GERBER (5) am Niesen, innerhalb der Albristserie, Nummuliten nachweisen. Nach J. BOUSSAC sollen diese Funde das eocäne Alter sicher beweisen. Wegen der schlechten Erhaltung der Nummuliten kann aber bis heute noch keine genauere Zuteilung erfolgen.

Dem einzelnen Fund einer Inoceramenschale am Arbenhorn von H. SCHARDT (53) kann nicht grosse Bedeutung zugemessen werden; es handelt sich wahrscheinlich um eine Schale an sekundärer Lagerstätte. Die Gesteine des Arbenhorns gehören der mittleren Albristserie an, deren tertiäres Alter ja sicher bewiesen ist.

Das Alter der Gipszone kann nicht mit Hilfe der paläontologischen Methode bestimmt werden, da aus dieser Zone keine Fossilien bekannt sind. Die stratigraphische Zugehörigkeit zum Niesenflysch macht es aber naheliegend, dass auch die Gesteine der Gipszone als tertiäre Bildungen anzusehen sind. Im allgemeinen werden zwar die Gipsvorkommnisse der Alpen in die Trias gestellt, und so muss daher die Frage geprüft werden, ob die Möglichkeit besteht, die Gipszone, trotz ihrer stratigraphischen Zusammengehörigkeit mit dem Niesenflysch, bei der Trias zu belassen. Zur Lösung dieser Frage können verschiedene Möglichkeiten in Betracht gezogen werden.

Der nächstliegende Gedanke ist der, in dem ganzen Sedimentationszyklus des Niesenflysches eine Série compréhensive im Sinne von J. BOUSSAC (8, p. 500) zu sehen, die mit Trias beginnt und im Tertiär abschliesst. Obschon diese Annahme der stratigraphischen Zusammengehörigkeit des ganzen Niesenflysches gerecht bleibt und das triasische Alter der Gipszone erklären würde, so erheben sich doch berechtigte Zweifel gegen diese Hypothese.

Schon M. LUGEON (34) konnte diese Ansicht widerlegen, indem er darauf aufmerksam machte, dass Kreidegerölle in den Basiskonglomeraten auftreten, die natürlich gegen ein jurassisches Alter des Flysches sprechen.

Auch meine Beobachtungen und Untersuchungen führen mich dazu, diese Auffassung abzulehnen. Ein mesozoisches Alter der Frutigserie oder eines Teiles davon kann bis heute nicht bewiesen werden.

Eine andere Möglichkeit, auf die D. TRÜMPY (62) und ARN. HEIM (21) hingewiesen haben, kommt in Frage, wenn man annimmt, dass zwischen der Frutigserie und der Albristserie eine stratigraphische Lücke besteht. Die Gipszone würde dann triasisches, die Frutigserie liasisches Alter besitzen und die tertiäre Albristserie würde transgressiv oder überschoben auf der Frutigserie liegen. Abgesehen davon, dass das liasische Alter der Frutigserie nicht bewiesen ist, ist es auch ganz unmöglich, zwischen der Frutigserie und der Albristserie oder sonst irgendwo im Niesenflysch eine Grenze oder eine Lücke in der stratigraphisch-lithologischen Entwicklung zu finden. Die untere Albristserie geht, wie dies schon früher angedeutet wurde, allmählich aus den obern Partien der Frutigserie hervor. Der Uebergang vollzieht sich im allgemeinen so, dass an Stelle der Tonschiefer und Kieselkalke mehr und mehr Sandsteine und dichte Kalke treten. (In dieser Ausbildung kann er z. B. im Tschentenbach, im Gantenbach und im Lauibach beobachtet werden.) Eine Grenze zwischen der Frutigserie und der Albristserie, die als Ueberschiebungsgrenze oder Transgressionslücke gedeutet werden könnte, wurde nirgends festgestellt. Auch innerhalb der Frutigserie konnte keine solche Grenze beobachtet werden. P. BECK und ED. GERBER (5) vermuteten allerdings eine getrennte Herkunft des untern und obern Teiles des Niesenflysches. Als Beweis dafür führen sie das verschiedene Streichen der beiden Komplexe an. Zahlreiche Messungen haben nun aber ergeben, dass sowohl im untern, als auch im obern Teil des Flysches alle möglichen Schichtstreichrichtungen auftreten, deren Entstehung auf die starke Verfaltung des Flysches und auf andere tektonische Erscheinungen (axialer Anstieg, Aenderung des Faltenstreichens) zurückzuführen ist. Wechselnde Schichtstreichrichtungen können daher nicht als Beweis für ein verschiedenes Streichen der beiden Komplexe angeführt werden; ebensowenig das Faltenstreichen, da dasselbe in der Frutigserie und der Albristserie einheitlich gegen NEE gerichtet ist. Andere Beobachtungstatsachen als Beweis für die getrennte Herkunft der beiden Serien

speziell für die im Textprofil (p. 85) eingezeichnete Ueberschiebungsgrenze werden von P. BECK und ED. GERBER keine erwähnt. Diese Grenze konnte auch von mir nicht nachgewiesen werden.

Man kann aber noch die Möglichkeit in Betracht ziehen, dass Frutigserie und Albristserie zusammen als tertiäre Bildungen auf die triasische Gipszone transgredieren. M. LUGEON (34) hat nach den Verhältnissen eines Basisprofiles bei Gsteig die Idee geäussert, dass der Niesenflysch auf ältere Bildungen transgrediere. Dort liegt der Niesenflysch mit einem mächtigen Basalkonglomerat auf Trias, bestehend aus Quarziten, Phylliten, zuckerkörnigem Dolomit und Serizitschiefern (vergl. auch ALB. HEIM (19, p. 504), auf Gesteinen, die sich durch eine starke Metamorphose auszeichnen. Diese Andeutung weist schon auf den grossen Unterschied hin, der zwischen der Basis bei Gsteig und der Basis im Gebiet der Niesenkette besteht. Triasische Gesteine, wie sie bei Gsteig gefunden wurden, treten im Gebiet der Niesenkette nirgends auf; der Ausbildung nach kann jene Trias gar nicht unserer Gipszone entsprechen. Auch liegen die Breccien und Konglomerate der Frutigserie im allgemeinen nicht als basale Transgressionsbildungen direkt auf der Gipszone, sondern sie sind wenig mächtige, sich wiederholende stratigraphische Einlagerungen zwischen den Tonschiefern und Kalken der untern Frutigserie.

Die Zusammenfassung der besprochenen Möglichkeiten ergibt folgendes Resultat:

Der Niesenflysch stellt eine einheitliche stratigraphische Schichtfolge dar, die in ihrem obern Abschnitt (Albristserie) und im obersten Abschnitt der untern Serie (Frutigserie) eocänes Alter besitzt. Für die Einreihung der tieferen Abschnitte der Frutigserie ins Mesozoikum liegen keine Beweise vor. Die stratigraphische Kontinuität spricht dafür, dass auch die untersten Abschnitte der Frutigserie und damit der ganze Niesenflysch eocänes Alter besitzt.

Die Gipszone bildet die normale Basis des Niesenflysches und ist mit ihm stratigraphisch verbunden. Die Annahme triasischen Alters für die Gipszone stösst auf Schwierigkeiten, da eine scharfe Grenze zwischen Gipszone und Niesenflysch (breccienreiche Partien an der Basis der Frutigserie) meist nicht vorhanden ist, es besteht vielmehr nach meiner Ansicht die Möglichkeit, die Gipszone als lagunäres Anfangsstadium der Transgression der ganzen Niesenserie aufzufassen.

Diese Lösung würde uns wieder zu der alten Auffassung von B. STUDER und E. RENEVIER zurückführen, die diese Gipszone auch als eine tertiäre Bildung ansahen.

3. Zusammenfassende Betrachtung der Gesteinstypen.

Die Art der Ausbildung und der Entwicklung des Niesenflysches lässt den Wunsch aufkommen, diese Facies im Sinne einer sedimentpetrographischen Provinz (84) von einem zusammenfassend lithologischen Standpunkt aus zu betrachten. Eine solche Zusammenfassung wurde in einem vorhergehenden Abschnitt bereits für die nach lithologischen Merkmalen unterschiedenen Zonen durchgeführt.

Eine zusammenfassende Behandlung könnte aber auch für die verschiedenen Gesteinstypen versucht werden. Dadurch liessen sich vielleicht die engern Zusammenhänge der Gesteinstypen herausfinden, die ihrerseits dann das Charakteristische der sedimentpetrographischen Provinz des Niesenflysches zum Ausdruck bringen könnten. Eine solche Zusammenfassung würde zudem noch den Vorteil besitzen, dass sie eine geeignete Grundlage für Vergleiche mit andern Flyschprovinzen schafft.

Eine übersichtliche Behandlung verschiedener, aber faciell zusammengehöriger Gesteinstypen kann am besten an Hand von Diagrammen durchgeführt werden, wie sie in ähnlicher Weise für die Eruptivgesteine ausgearbeitet werden. Diese Diagramme ermöglichen gewöhnlich auch eine leichte Klassifikation der Gesteine. Es soll daher im folgenden zuerst eine Zusammenstellung der Niesengesteine in einem Diagramm versucht werden.

Die Konstruktion eines Diagrammes kann mit Hilfe der auf sedimentpetrographischem Wege gewonnenen Analysenzahlen vorgenommen werden. Diese Werte geben die Zusammensetzung eines Sedimentes wieder, die für eine systematische Zusammenstellung bekannt sein müssen, indem nach der angewandten Methode die für eine Klassifikation wichtigen Gehalte an Carbonat, Schlamm und Sand getrennt erhalten werden. Die Schlamm- und Sandrückstände können dann durch Schlämmen oder Sieben leicht auf ihre Teilchengrösse, beziehungsweise Korngrösse untersucht werden, wodurch man Vergleichswerte erhält, mit denen eine hinreichende und natürliche Systematik der Sedimente erfolgen kann. Bei rein chemisch gebildeten Sedimenten wird man zur Bestimmung der Zusammensetzung allerdings auf die chemisch-quantitative Analyse zurückgreifen müssen, ebenfalls bei kalkarmen und kalkfreien Sedimenten.

Im ersten Diagramm (vergl. Fig. 8) sind die verschiedenen Analysenwerte der Tabelle 1 in einem Dreieckskoordinatensystem eingetragen worden. Durch Abgrenzung eines Feldes, innerhalb dessen

sich alle Eintragungen befinden sollen, kommt man zu einer Figur, die den Gesamtcharakter der verschiedenen Gesteinstypen des Niesenflysches leicht übersehen lässt. Ich möchte aber betonen, dass es sich bei dieser Darstellung um einen Versuch handelt. Die etwas zu kleine Zahl von Analysen und das Fehlen von ähnlichen Diagrammen, die zum Vergleiche herbeigezogen werden könnten, erlauben noch keine weitgehenden Schlussfolgerungen. Ich habe es deshalb

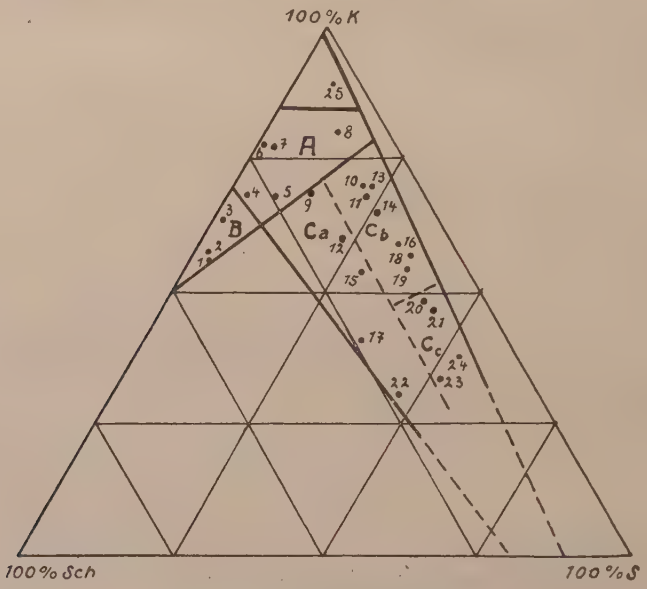

Fig. 8. **Typendiagramm.**

(Die Zahlen entsprechen den Nummern der Analysentabelle.)
K = Karbonatgehalt; Sch = Schlammgehalt; S = Sandgehalt.

A = Kalke.
B = Tonschiefer (Kalktonschiefer).
Grobklastische Sedimente:
Ca = Tonreiche Sandsteine.
Cb = Tonarme Sandsteine.
Cc = Breccien.

auch vorgezogen, eine geradlinige Abgrenzung des Feldes vorzunehmen; bei genügender Zahl von Analysen, die sicher alle auftretenden Typen umfasst, könnte sie mit Kurven versucht werden, wodurch man wahrscheinlich noch eine charakteristischere Figur erhalten würde.

Das im Diagramm abgegrenzte Feld kann weiter aufgeteilt werden, um die einzelnen Gesteinsklassen besser hervortreten zu lassen

und damit eine genauere Definition derselben nach der Zusammensetzung erfolgen kann. So können die Kalke, die feinklastischen Bildungen (Tonschiefer) und die grobklastischen Bildungen (Sandsteine, Breccien) abgegrenzt werden. Dadurch kommen nun auch die gegenseitigen Beziehungen dieser Klassen zum Ausdruck. Es zeigt sich z. B., dass die Kalke einerseits in die feinklastischen Bildungen (Reihe der feinklastischen Sedimente), andererseits in die grobklastischen Ablagerungen (Reihe der grobklastischen Sedimente) überleiten können, dass aber keine nähere Beziehung zwischen Tonschiefer und Sandsteinen besteht. Die grobklastischen Bildungen zeigen nur eine Annäherung zu den Tonschiefern, indem sie tonreichere Varietäten bilden können; eigentliche Uebergangstypen, wie man sie z. B. bei den Kalken oder Tonschiefern beobachten kann, scheinen zu fehlen. Diese aus dem Diagramm ersichtliche Tatsache kann auch im Felde festgestellt werden, indem wohl immer Uebergänge von Kalken in Sandsteine und Kalken in Tonschiefer zu beobachten sind, nie aber solche von Tonschiefern in Sandsteine oder umgekehrt; die Uebergänge erfolgen immer über die Kalkstufe. Auch bei Schichtwechsel trifft man normalerweise nicht auf eine Ueberlagerung der Tonschiefer durch Sandsteine oder umgekehrt; fast immer schiebt sich eine Kalkbank zwischen diese beiden Bildungen.

Aus dieser Tatsache lässt sich der Schluss ziehen, dass eine stärkere Schlammzufuhr nicht gleichzeitig mit einer grobklastischen Einschwemmung erfolgen kann; ferner deutet sie auch darauf hin, dass eine relativ starke und rasche Kalkfällung im Flyschmeer stattgefunden hat, eine Tatsache, auf die ich schon bei früherer Gelegenheit hinweisen konnte. Bei starker Schlammzufuhr bildeten sich daher z. B. kalkreiche Tonschiefer oder tonreiche Kalke; beim Nachlassen derselben sedimentierte sich hauptsächlich nur noch Kalk. Es ist nun auffallend, dass die Kalke der Frutigserie im allgemeinen tonreicher zu sein scheinen, als die Kalke der Albristserie. Dies ist wohl darauf zurückzuführen, dass bei einer starken Zufuhr von Schlamm, wie sie in der Frutigserie erfolgte, nicht aller Ton sofort mechanisch niedergeschlagen wurde, sondern dass ein Teil davon längere Zeit suspendiert blieb und erst langsam, zusammen mit dem Kalk, gefällt wurde. In der Albristserie herrschen die sich rasch sedimentierenden grobklastischen Einschwemmungen vor, die Schlammzufuhr ist infolgedessen stark zurückgedrängt und es können sich daher im allgemeinen die reinern Kalke bilden.

Die klastischen Einschwemmungen erfuhren häufig Unterbrechungen, so dass eine ausgesprochene Wechsellagerung der klastischen Sedimente mit Kalken zustande kam. Trotz den häufigen Wechseln in der Zufuhr, entstehen aber doch immer wieder gleichartig zusammengesetzte Gesteinstypen.

Nebenbei bemerkt können natürlich die diagenetisch stark veränderten Sedimente für derartige Betrachtungen nicht ohne weiteres verwendet werden. In diesen Sedimenten ist die Zusammensetzung nicht nur von den gewöhnlichen Bedingungen, unter denen sich alle Sedimente gebildet haben, sondern auch vom Grad der diagenetischen Umwandlung abhängig. Soweit allgemeine genetische Fragen in Betracht kommen, stehen die umgeänderten Sedimente im Typendiagramm nicht mehr an ihrer richtigen Stelle. So befinden sich z. B. die kieseligen Kalke der Frutigserie unter den Sandsteinen; der Zusammensetzung nach sind es Sandsteine, der Entstehung nach aber diagenetisch umgeänderte Kalke oder sandige Kalke. Die ursprüngliche Zusammensetzung kann in den meisten Fällen nicht mehr genau ermittelt werden und muss nach dem Dünnschliffbild geschätzt werden.

Ausser der Einteilung und Beschreibung der verschiedenen Gesteinstypen einer sedimentpetrographischen Provinz, wie sie nun leicht aus dem Typendiagramm erfolgen kann, ist bei einer solchen Zusammenfassung auch die Verteilung und die Häufigkeit des Auftretens dieser Typen zu berücksichtigen. Diese Verhältnisse habe ich auch in einem Diagramm darzustellen versucht (Häufigkeits- und Verteilungsdiagramm, Fig. 9). Dasselbe braucht keine weitere Besprechung mehr, da es nur früher Besprochenes wiedergibt. Es handelt sich natürlich nicht um eine genaueste Darstellung der Verhältnisse, da nur Schätzungswerte zur Konstruktion der Kurven verwendet werden konnten.

Für die Charakterisierung einer sedimentpetrographischen Provinz kann möglicherweise auch die Zusammensetzung und Herkunft des klastischen Materials von Bedeutung sein. Diese wurde schon früher eingehend besprochen, es mögen daher an dieser Stelle nur noch einige Ergänzungen betreffs der schweren Mineralien folgen.

Abgesehen von dem rein mineralogischen Interesse, das diese Mineralien bieten können, besitzen sie auch den Wert, dass nach ihrer Zusammensetzung über die Herkunft des Einschwemmungsmaterials Schlüsse gezogen werden können (69). Diese Verwertungs-

möglichkeit fällt natürlich dahin, sobald an Hand von Geröllen die Herkunft dieses Materials bestimmt werden kann. Da das letztere für den Niesenflysch der Fall ist, so kann ich darauf verzichten, mit Hilfe der schweren Mineralien eine solche Ableitung zu versuchen. Ich kann jedoch Gelegenheit nehmen, auf die Beziehungen hinzuweisen, die zwischen der mineralogischen Zusammensetzung der kristallinen Gerölle und den schweren Mineralien bestehen.

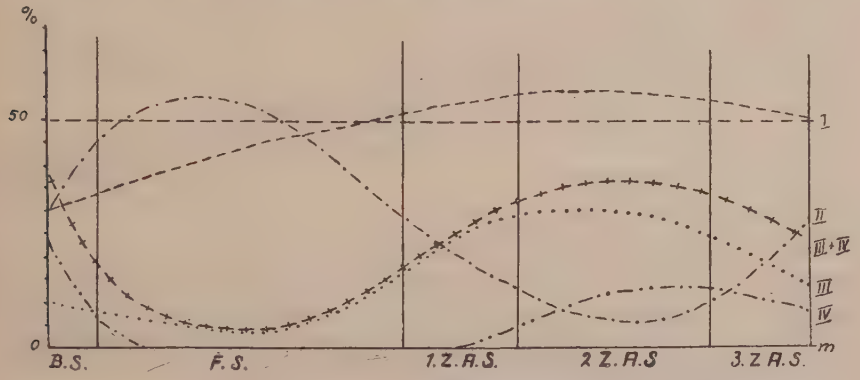

Fig. 9. **Verteilungs- und Häufigkeitsdiagramm.**

Abszissenachse:
Verteilung der Typen in den verschiedenen Zonen.
B. S. = Basisschichten.
F. S. = Frutigserie.
Z. A. S = Zone der Albristserie.

Ordinatenachse:
Häufigkeit eines Typs.
I Kalke.
II Tonschiefer (Kalktonschiefer).
III Sandsteine und feine Breccien.
IV Grobe Breccien und Konglomerate.

Die Zusammensetzung und Häufigkeit der schweren Mineralien zeigt Tabelle 2, während auf Tabelle 3 die spez. schweren Mineralien der granitischen Gerölle, die für diesen Vergleich allein in Frage kommen, zusammengestellt sind. Diese Zusammenstellungen zeigen, wie zu erwarten war, eine ziemlich grosse Uebereinstimmung der beiden Mineralgesellschaften. Die wenigen Unterschiede, die sich ergeben, lassen sich leicht erklären. So ist das Fehlen von Apatit unter den schweren Mineralien wohl darauf zurückzuführen, dass bei der Behandlung der Gesteinsproben mit HCl der Apatit aufgelöst wurde. Das Auftreten von Zirkon, Rutil und Turmalin kann damit

erklärt werden, dass ausser den spez. schweren Rückstandsprodukten von Eruptivgesteinen auch solche von ältern Sedimenten oder kristallinen Schiefern abgelagert wurden. Die Sedimente enthalten meistens einen mehr oder weniger grossen Gehalt an Zirkon, Rutil und Turmalin, welche Mineralien dann bei der Zerstörung des Sedimentes weiter verfrachtet werden können. Die Kleinheit der Formen und ihre starke Abrollung lässt darauf schliessen, dass sich diese Mineralien im Niesenflysch wahrscheinlich an ternärer Lagerstätte befinden, dass sie also aus einem ältern Sediment stammen. Das Auftreten von Sedimentgeröllen im Flysch ist andererseits die Bestätigung, dass wirklich Sedimente zur Abtragung und Zerstörung gelangten.

Der Pyrit, der unter den schweren Mineralien so zahlreich auftritt, ist zur Hauptsache eine Neubildung im Sediment; er fällt daher für diesen Vergleich ausser Betracht. Die limonitisierten und hämatitisierten Pyritkörner bildeten sich wahrscheinlich zum Teil auch im Sediment, zum Teil mögen sie eingeschwemmte Verwitterungsprodukte des Festlands darstellen. Mit dieser Annahme liesse sich auch das Auftreten von Kupferkies und Bleiglanz, die in den kristallinen Geröllen fehlen, erklären.

Die grosse Uebereinstimmung der beiden Mineralgesellschaften lässt nun den Wert der schweren Mineralien für Herkunftsbestimmungen des Einschwemmungsmaterials einigermassen einschätzen. Sie zeigt, dass mit Hilfe dieser Mineralien Rückschlüsse auf die Art des Gesteins, welches zerstört wurde, in bestimmten Fällen sicher erlaubt sind, da die Zusammensetzung, auch hinsichtlich der Häufigkeit, noch derjenigen des Ursprungsgesteins entspricht. Speziell auf die Verhältnisse des Niesenflysches angewandt, muss allerdings gesagt werden, dass die vorliegende Mineralgesellschaft zu wenig charakteristisch ist, um eine genauere Herkunft dieser Mineralien festzustellen.

Die Zusammensetzung der schweren Mineralien bleibt, wie aus der Tabelle 2 hervorgeht, die gleiche für die Frutigserie wie für die Albristserie. Ein kleiner Unterschied besteht nur in der Häufigkeit der durchsichtigen Mineralien, indem in der Frutigserie diese Mineralien immer häufiger und auch in grössern Formen zu finden sind.

Tabelle 1.

Systematische Zusammenstellung der Analysen.

Nummer	Karbonatgehalt	Schlammgehalt	Sandgehalt	Serie
1	56,0 %	40,3 %	3,7 %	F
2	58,2	40,0	1,8	F
3	64,1	35,4	0,5	A
4	68,9	28,2	2,9	F
5	68,4	24,1	7,5	F
6	78,0	20,8	1,2	A
7	77,8	19,6	2,6	A
8	80,1	7,3	12,6	A
9	69,3	18,1	12,6	A
10	70,6	7,9	21,5	A
11	69,0	8,5	22,5	F
12	60,2	16,4	23,4	F
13	69,8	5,4	24,8	A
14	65,3	9,1	25,6	A
15	53,6	17,2	29,2	A
16	59,3	7,9	32,8	F
17	40,9	23,5	35,6	A
18	57,0	7,0	36,0	F
19	54,5	9,0	36,5	F
20	48,0	9,9	42,1	A
21	46,7	8,5	44,8	A
22	31,4	22,5	46,1	A
23	34,3	14,2	51,5	A
24	37,7	9,4	52,9	F
25	89,5	6,1	4,4	GZ

Tabelle 2.

Die schweren Mineralien.

Mineralien	Frutigserie				Albristserie			
	h.	g.	s.	s. s.	h.	g.	s.	s. s.
Pyrit	*				*			
Leukoxen		*				*		
Kupferkies				*				*
Zirkon		*					*	
Turmalin		*					*	
Rutil		*					*	
Epidot				*				*
Chlorit				*				*
Rutil in Glimmer			*				*	

Tabelle 3.

Die spez. schweren Gemengteile der kristall. Gerölle (Granit).

Mineralien	h.	g.	s.	s. s.
Chlorit		*		
Leukoxen		*		
Apatit		*		
Epidot				*
Pyrit				*
Zirkon				*
Rutil in Glimmer			*	

h. = häufig. g. = gemein. s. = selten. s. s. = sehr selten.

4. Tektonik.

a. Lokaltektonik.

Der tektonische Aufbau der Niesenkette wird von einer charakteristischen Erscheinung beherrscht, die in einem solchen Masse dominiert, dass sich ihr alle andern tektonischen Aeusserungen unterordnen. Es ist dies die ausgesprochene Kleinfaltung der Schichten des Niesenflysches. Sie führt zu einer Detailverfaltung, die keine klare Uebersicht über den tektonischen Aufbau mehr gewinnen lässt.

Die Verfältelung ist eine Folge der besondern Ausbildung des Flysches, indem, dank der Dünnbankigkeit und dem häufigen Wechsel der Schichten, eine äusserst leicht bewegliche Masse entsteht. Die Zwischenschaltungen von Tonschiefern ermöglichen dann noch eine disharmonische Verfaltung.

Die Schub- und Druckkräfte haben sich in den beiden Serien, infolge der ungleichen lithologischen Ausbildung derselben, etwas verschieden ausgewirkt. In der Frutigserie, wo hauptsächlich Tonschiefer und Kieselkalke miteinander wechsellagern, konnten sich wegen den weichen Tonschiefern nur kleine Falten mit spitzen Umbiegungsstellen bilden. Diese Spitzfalten sind von weitem schwer sichtbar, so dass ein gleichmässiges Fallen der Schichten vorgetäuscht wird. In der Nähe des Ueberschiebungskontaktes kann die Schubwirkung derart gesteigert werden, dass zur intensiven Verfältelung auch noch Laminierung und besonders Zerreissung der härtern Schichtbänke hinzutritt. Der Niesenflysch nimmt dann Wildflyschcharakter an.

In den obern Partien der Frutigserie ist die Verfaltung eine gleichmässigere und ausgeglichenere. Sie beginnt erst mit dem Auftreten der Albristserie etwas ausgeprägter und deutlicher zu werden. Da nämlich in dieser Serie die Tonschiefer eine untergeordnete Rolle spielen und im allgemeinen dickbankigere Schichten vorkommen, so verschwinden auch die kleinen Spitzfalten der Frutigserie und machen einer etwas übersichtlicheren, einheitlicheren Faltung Platz.

Im Gegensatz zur Frutigserie, die zur Verfolgung von tektonischen Zusammenhängen ungenügend und ungünstig aufgeschlossen ist, ist die Albristserie an den hohen Karwänden und Querkämmen der Westseite soweit entblösst, dass einigermassen ein Ueberblick über den tektonischen Aufbau dieser Serie im Querprofil gewonnen werden kann.

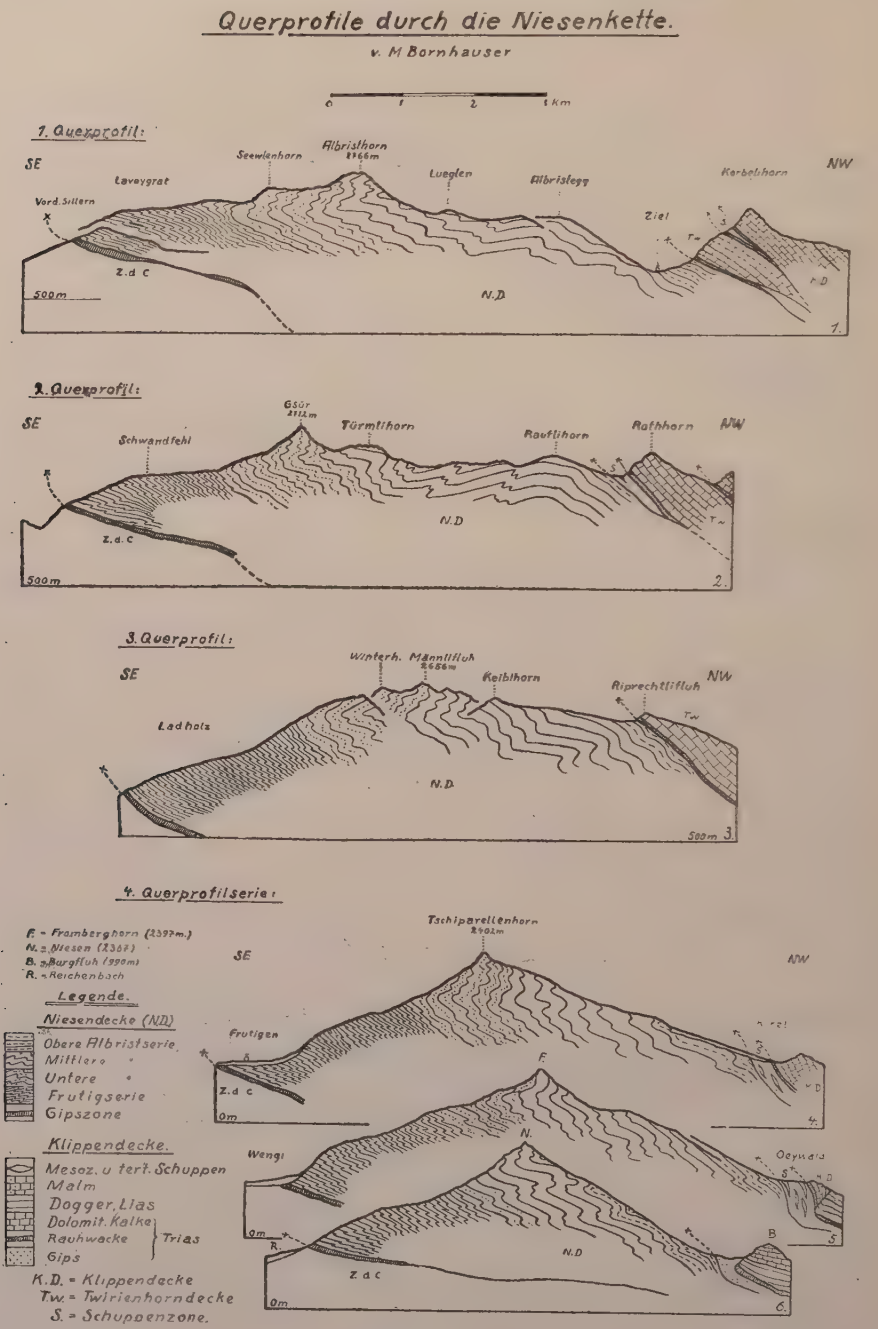
Querprofile durch die Niesenkette.
v. M Bornhauser
0 1 2 3 4 km
1. Querprofil:
SE
Seewlenhorn
Albristhorn 2166m
Lueglen
Albristegg
Korbelihorn
NW
Laveygrat
Vord. Sillern
Ziel
Z.d C
500m
N.D
2. Querprofil:
SE
Gsür 2111m
Türmlihorn
Rauflihorn
Rothhorn
NW
Schwandfehl
Z.d.C
N.D
500m
3. Querprofil:
SE
Winterh.
Männlifluh 2656m
Reiblhorn
Riprechtlifluh
NW
Ladholz
N.D
500m
4. Querprofilserie:
F. = Framberghorn (2397m.)
N. = Niesen (2367)
B. = Burgfluh (1990m)
R. = Reichenbach
Tschiparellenhorn 2402m
SE
NW
Legende.
Niesendecke (N.D.)
Obere Albristserie
Mittlere "
Untere "
Frutigserie
Gipszone
Frutigen
Z.d C
Om
Klippendecke.
Mesoz. u tert. Schuppen
Malm
Dogger, Lias
Dolomit. Kalke
Rauhwacke
Gips
Trias
Wengi
Oeyenalp
N.D
K.D. = Klippendecke
Tw. = Twirienhorndecke
S. = Schuppenzone.

Fig. 10.

1. Querprofil: Hahnenmoos-Albristhorn-Dachboden.

Die Ueberschiebungsfläche der Niesendecke fällt beim Hahnenmoos mit ca. 30° nordwestlich ein. Das Fallen nimmt dann aber etwas zu, wie aus dem Grenzverlauf auf der rechten Talseite der Simme geschlossen werden kann. Ich möchte noch darauf hinweisen, dass nur in dieser Gegend die Möglichkeit besteht, die Ueberschiebungsfläche im Querprofil zu beobachten. Das weitere Verhalten derselben kann fortan nur noch im Streichen untersucht werden, so dass bei den folgenden Querprofilkonstruktionen ihr Verlauf nicht mehr genau eingezeichnet werden kann.

Die Frutigserie, am Südfusse des Albristhornes gut aufgeschlossen, ist gleichmässig gefältelt und fällt im Sinne der Ueberschiebungsfläche gegen Nordwesten ein.

Die Albristserie fällt am Albristhorn und am Grat gegen das Seewlenhorn steil nach Südosten, biegt dann aber in den tiefern Partien auch gegen Nordwesten um. Nach dem Schichtverlauf zu schliessen, bildet also die Albristserie eine Synklinale. Im nördlich anschliessenden Gebiet (Lueglen, Albristegg, Dachboden) scheint die Albristserie normal in nordwestlicher Richtung einzufallen.

2. Querprofil: Adelboden-Gsür-Grimmipass.

In diesem Abschnitt herrschen ungefähr die gleichen Verhältnisse, wie im vorhergehenden. Die Albristserie bildet am Gsür eine nach Nordwesten geöffnete Synklinale mit steilstehendem Südschenkel. Am Grat zwischen Türmlihorn und Rauflihorn beobachtet man drei kleine liegende Antiklinalen. Beim Grimmipass fällt die Albristserie ziemlich steil unter die Préalpes médianes.

3. Querprofil: Rinderwald-Männlifluh-Gurbsgrat.

Die Frutigserie fällt gleichmässig mit ca. 40—45° bergwärts ein. Am Winterhorn und Ladholzhorn fallen die Schichten der Albristserie steil gegen Südosten. Auf der Westseite der Niesenkette beobachtet man drei grössere Synklinalen. Die erste und grösste Synklinale ist an der Nordwand der Männlifluh zu sehen, die zweite, etwas kleinere an der Kirgelischeibe und die dritte, kleinste, am Gurbsgrat.

4. Profilserie am Nordende der Niesenkette.

Bevor ich auf die Besprechung dieser Querprofile eintreten kann, muss ich erst einen kurzen Ueberblick über das Verhalten der Niesendecke in der Längsrichtung folgen lassen, da dasselbe zur Erklärung

der tektonischen Erscheinungen am Nordende der Niesenkette bekannt sein muss.

Auf der Westseite des obern Simmentales fällt der Niesenflysch, wie aus verschiedenen Messungen hervorgeht, axial gegen das Tal. Diese axiale Depression wurde von F. RABOWSKI auch in den Préalpes médianes beobachtet, der sie mit dem Bestehen eines alten Simmentales begründet. Gegen Nordosten verfolgt, steigt also die Niesendecke an und erreicht wahrscheinlich im Tale des Fildrichs eine axiale Kulmination. Bis zum Nordende der Niesenkette scheinen keine grössern Schwankungen in der Axenrichtung aufzutreten. Erst ungefähr vom Standhorn an macht sich wieder ein axiales Ansteigen der Niesendecke bemerkbar. Dieses Auftauchen betrifft aber die ganze Niesendecke, nicht allein den obern Teil, wie P. BECK (5) und A. BUXTORF (10) beobachtet haben wollen. Allerdings ist der Anstieg verschieden für die Basis und die höhern Falten der Decke.

Obschon Fall- und Streichmessungen mit grosser Kritik zu beurteilen sind, da sie in dem stark verfalteten Flysch an unübersichtlichen Stellen leicht zu falschen Resultaten führen können, d. h. nicht verallgemeinert werden sollten, so möchte ich doch zwei voneinander unabhängige Messungen aus der Frutigserie mitteilen, die ein Abweichen vom normalen Schichtstreichen 55° E des Niesenflysches deutlich zeigen:

Rossgraben:	(Streichen)	N 10° W	(Fallen)	26° W
Steinkänelgraben:		N 10° E		45° NW

Diese starken Abweichungen der Schichtstreichrichtungen, die auch in der Albristserie am Niesen und am Fromberghorn deutlich beobachtet werden können, lassen sich nur durch einen axialen Anstieg der Niesendecke erklären.

Unter Berücksichtigung des Emportauchens der Niesendecke an ihrem Ostende werden nun die komplizierten Verhältnisse im nördlichen Teil der Niesenkette einigermassen verständlich.

Vom Tschiparellenhorn bis zum Standhorn zeigt die Niesendecke noch einen ähnlichen Aufbau, wie wir ihn im vorhergehenden Querprofil durch die Männlifluh kennen gelernt haben. Die Frutigserie fällt im allgemeinen gleichmässig gegen Nordwesten ein; die Albristserie bildet am Hauptkamm eine Synklinale, an die sich gegen Nordwesten weitere Synklinalen anschliessen. Diese Synklinalen lassen sich an den Karwänden der Westseite beobachten. Der Nordschenkel liegt mehr oder weniger horizontal, der Südschenkel ist meist steil

gestellt. Man erhält dadurch den Eindruck eines treppenförmigen Aufbaues der Falten.

Von der Drunengalm an macht sich nun in den verschiedenen Synklinalen und anschliessenden Antiklinalen der axiale Anstieg der Niesendecke geltend, so dass eine um die andere in die Luft sticht. Die auf der Ostseite des Fromberghorngipfels und an der Bettfluh sichtbare Synklinalumbiegung ist daher nicht die Fortsetzung der Synklinale der Drunengalm, sondern entspricht einer tieferliegenden Mulde der Westseite.

Unter der Synklinale des Frombergs taucht aber noch eine weitere Synklinale empor, die den Niesengipfel aufbaut. Die zu diesen beiden Synklinalen gehörende Antiklinalumbiegung ist durch die starke Einbuchtung der Frutigserie, die nun ebenfalls axial ansteigt, im obern Schlundbachgraben angedeutet; ferner lässt sie sich am Fusse der Bettfluh beobachten. An die Synklinale des Niesengipfels schliessen sich noch zwei neue Synklinalen an, die westlich Ahornialp beobachtet werden können.

Da vom Tschiparellenhorn gegen den Niesen hin eine zunehmende östliche Abweichung der Streichrichtung erfolgt, so kommen die beschriebenen auftauchenden Synklinalumbiegungen nicht direkt übereinander zu liegen, sondern mehr hintereinander, so dass am Niesen und Fromberghorn der Faltenwurf auch einen treppenförmigen Aufbau zeigt.

Zusammenfassung. An Hand der wiedergegebenen tektonischen Verhältnisse lässt sich nun ein Ueberblick über den Gesamtaufbau der Niesendecke gewinnen.

Im Gebiete des Albristhornes scheint der nördliche Teil der Niesendecke ziemlich gleichmässig und im Grossen ungestört unter die Préalpes einzufallen. Der südliche Teil jedoch bildet eine grosse Synklinalumbiegung. Zugleich hebt sich die Decke aus einer Senke, die einem alten Simmental entspricht.

Gegen Nordosten hin beginnt sich, infolge eines von Südosten her wirkenden Druckes und eines entsprechenden, nordwestlichen Widerstandes, eine zunehmende Zusammenstauung des Niesenflysches bemerkbar zu machen, die in der Gegend der Männlifluh bereits zur Bildung von mehreren grössern Falten geführt hat. Diese vermehren sich noch gegen den Niesen zu. Gleichzeitig macht sich neuerdings

ein Ansteigen der Niesendecke in der Streichrichtung geltend, so dass sich die einzelnen Falten nun in die Luft herausheben.

Die Niesendecke zeigt also ein ähnliches Verhalten, wie es in den Préalpes beobachtet wird, wo gegen Osten hin auch eine Faltenscharung und ein axiales Ansteigen der Falten und Decken eintritt.

b. Die Faltenstreichrichtungen der Niesendecke.

Das normale Streichen der Niesendecke beträgt ca. N 40-45° E, es verläuft also wenig schief zur Streichrichtung der Niesenkette. An den beiden Enden der Kette (Niesen und Albristhorn) machen sich aber bedeutende Abweichungen von dieser normalen Richtung bemerkbar.

So beobachtet man, dass die Niesendecke im Gebiet des Albristhornes in ein N 65° E-Streichen übergeht, welche Richtung sie nun bis ins Waadtland beibehält. Diese beiden Streichrichtungen der Niesendecke mit Kreuzungspunkt am Albristhorn waren schon B. STUDER aufgefallen, der in ihnen die Richtungen zweier Gebirgssysteme, dem Feldspatgebirge und dem savoyischen Gebirge sah.

Heute kann angenommen werden, dass die Entstehung der beiden Richtungen einerseits auf die während den letzten Phasen der Alpenfaltung erfolgende Einwirkung des Aarmassives und andererseits auf die Einwirkung des Aiguilles-rouges-Massives zurückzuführen ist. Das Aarmassiv und dessen vorgelagerte helvetische Decken wirkten auf den östlichen Teil, was ein Vortragen und ein Zusammenstauchen des Flysches zur Folge hatte. Den westlichen Teil beeinflusste das Aiguilles-rouges-Massiv und besonders die kräftig vorstossenden untern helvetischen Decken (Dent de Morcles- und Diableretsdecke). Dieser Einfluss führte im Waadtland zu einer Einwicklung der Niesendecke; gegen Osten hin (Gifferhorn, Albristhorn) scheint er allerdings wesentlich an Bedeutung zu verlieren, wie aus dem Verhalten der Niesendecke hervorgeht.

Am Nordende der Niesenkette vollzieht sich die Aenderung des Streichens der Falten so, dass es allmählich in eine N 70—80° E-Richtung übergeht. Dadurch entsteht ein zu den helvetischen Decken schiefes Streichen. Die Abweichung erfolgt gleichsinnig der Aenderung der Streichrichtung in den Préalpes gegen den Thunersee hin; die Ursache dieser Abweichung ist in dem vorgelagerten Nagelfluhgebiet der Blume zu suchen, das auch die Faltenscharung und Faltenhäufung der Klippen- und Niesendecke bewirkt haben mag.

c. Zur Frage der Einwicklung der Préalpes unter die Niesendecke.

In der Geologie der Schweiz von ALB. HEIM (p. 641) hat ALPH. JEANNET die Ansicht geäussert, dass, analog wie im Waadtland, die Klippendecke am Ostende der Niesenkette unter die Niesendecke eingewickelt werde. Als Beweis für diese Annahme betrachtete er die Trias- und Liasvorkommnisse zwischen Emdtal und Reichenbach. Bezüglich der Trias von Reichenbach und Suldtal wurde bereits im Abschnitt über den südlichen Ueberschiebungskontakt angegeben, dass sie möglicherweise zur Gipszone der Niesendecke gehört. Aber auch für das Liasvorkommnis von Emdtal (5, 38) ist eine andere tektonische Zuteilung naheliegender. Das axiale Ansteigen der Niesendecke in dieser Gegend, durch welches das normale NW-Fallen der Gipszone teilweise aufgehoben wird, ermöglicht der Kander nun auch senkrecht zum Streichen der Niesendecke auf eine gewisse Erstreckung hin wie bisher längs der Gipszone zu verlaufen und die liegende Zone des Cols anzuschneiden. Es ist deshalb verständlich, dass in der Gegend von Mülenen und Emdtal die Gipszone und die Unterlage der Niesendecke noch aufgeschlossen werden kann. Zusammen mit der Annahme einer kleinen lokalen, durch die Liaslinse verursachte Aufwölbung des Niesenflysches würde diese Auffassung alle Erscheinungen in befriedigender Weise erklären. Es ist daher kaum zweifelhaft, dass der Gips und die Rauhwacke von Mülenen der Niesen-Gipszone, der Lias von Emdtal der Zone des Cols zugehören. Dass dieses Vorkommnis von Lias in der Zone des Cols (ultrahelvetischen Decken) übrigens keine Besonderheit darstellt, beweisen ähnliche Funde in der weitern Umgebung (Frutigen, Kiental, Gurnigel, Bodmi), die zum Teil aus dieser, zum Teil aus entsprechenden Zonen stammen.

Mit der Zuteilung des Lias zur Zone des Cols und der Trias zur Gipszone der Niesendecke fallen aber die Argumente für eine Einwicklung der Klippendecke dahin, und es müssen neue Tatsachen gesucht werden, die diese Ansicht stützen könnten.

Die Entstehung einer Einwicklung der Préalpes unter die Niesendecke kann nur erfolgen, wenn die Niesendecke selber unter tieferliegenden tektonischen Elementen eingewickelt ist. Denn es kann als sicher angenommen werden, dass, ähnlich wie im Waadtland, nur die helvetischen Decken und nicht die während den letzten Phasen der Alpenfaltung jeglicher aktiven Bewegung entbehrende Flyschmasse der Niesendecke eine Einwicklung bewirken können. Sind also die Pré-

alpes eingewickelt, so sollte auch die Niesendecke eine derartige Erscheinung zeigen. Das tektonische Verhalten dieser Decke an ihrem Ostende — axialer Anstieg, Faltenhäufung, abweichende Streichrichtung zu den helvetischen Decken — weist darauf hin, dass kein engerer Zusammenhang mit den helvetischen Decken bestehen kann, eine Einwicklung also zum mindesten zweifelhaft erscheint. Auch die Verhältnisse an der Basis der Niesendecke im Frutigtal und die Ergebnisse kurzer Begehungen im Gebiet von Aeschi-Ried und Krattigen sprechen nicht dafür. An beiden Orten liegt die Niesendecke normal auf der Zone des Cols und damit wahrscheinlich auch normal auf der höchsten helvetischen Decke. Da sich ebenfalls aus dem tektonischen Aufbau der Klippendecke im Gebiet von Wimmis und Spiez eine Einwicklung nicht herauslesen lässt und zur Erklärung der tektonischen Erscheinungen nicht unbedingt notwendig ist, so ist das Bestehen einer Einwicklung, wie sie ALPH. JEANNET angenommen hat, zum mindesten fraglich. Meine Auffassung über das Verhalten der Niesendecke zu den Préalpes habe ich in einer Profilserie durch das Nordende der Niesenkette wiedergegeben. Sie geht dahin, dass die Niesendecke immer normal von der Klippendecke überlagert wird.

In diesem Zusammenhang möchte ich noch an die im Kandertal von H. ADRIAN (1) in der eingewickelten ultrahelvetischen Zone aufgefundenen Niesenbreccie erinnern, da sie für die aufgeworfene Frage einer Einwicklung der Niesendecke unter die helvetischen Decken einige Bedeutung haben könnte. Diese Breccie besitzt allerdings eine gewisse Aehnlichkeit mit Konglomeraten des Niesenflysches, nach der Meinung von H. ADRIAN steht aber diese Breccie im stratigraphischen Verband mit dem dort auftretenden Flysch. Von diesem Gesichtspunkte aus betrachtet, scheint es nun unwahrscheinlich, dass diese Breccien zum Niesenflysch gehören, da der übrige Flysch seiner stratigraphisch-lithologischen Ausbildung nach nicht dem Niesenflysch entspricht und dem Wildflysch zuzuteilen ist. Damit kann auch diese Breccie nicht als ein sicherer Beweis für eine Einwicklung der Niesendecke angeführt werden.

d. Die tektonische Zugehörigkeit der Niesendecke.

Die Lage der Niesendecke zwischen der Zone des Cols (ultrahelvetisches Faciesgebiet) und den Préalpes (unterostalpines Faciesgebiet pro parte) weist diese Decke ins Penninikum, eine Stellung, die nach den Publikationen von E. ARGAND (2) und M. LUGEON

(34, 35) nie mehr in Zweifel gezogen wurde. Es soll daher im folgenden nur die Frage der Zugehörigkeit zu einer der penninischen Decken behandelt werden.

Für die Lösung dieser Frage könnten vier Möglichkeiten in Betracht fallen:

1. Die Komponenten der Konglomerat- und Breccienbänke des Niesenflysches.
2. Die Parallelisation des Niesenflysches mit Flyschgebieten, deren tektonische Zugehörigkeit sicher bekannt ist.
3. Der Vergleich von Gesteinskomplexen der Niesendecke, die aber nicht zum Flysch gehören, mit solchen aus bekannten Decken.
4. Die Lage der Niesendecke zu andern, in der Zone des Cols möglicherweise auftretenden penninischen Deckenrelikten.

Auf die erste Möglichkeit eingehend, kann das in einem vorhergehenden Abschnitt gewonnene Resultat wiederholt werden, wonach die Gerölle der Breccien und Konglomerate des Niesenflysches aus den unterostalpinen Decken stammen. Auf den ersten Blick scheint hier ein wichtiger Befund für die Beurteilung der Zugehörigkeit der Niesendecke vorzuliegen. Aber gerade neuere Untersuchungen aus andern Flyschgebieten beweisen, dass diese Tatsache in dieser Hinsicht nicht verwertet werden darf. So wurde von D. TRÜMPY (62) für den Prätigauflysch, von J. TERCIER (60) für den Gurnigel-Berraflysch und neuerdings von H. P. CORNELIUS für den Vorarlbergerflysch nachgewiesen, dass das Geröllmaterial dieser Flyschgebiete ebenfalls aus den unterostalpinen Decken stammt. Da aber diese Flyschmassen zum Teil sicher verschiedenen tektonischen Einheiten angehören [A. BUXTORF (10), R. STAUB (57)], so ergibt sich daraus die Unmöglichkeit, an Hand von Gerölleinschlüssen allein die tektonische Zugehörigkeit eines Flyschgebietes zu bestimmen.

Es sei aber noch darauf hingewiesen, dass möglicherweise mit Hilfe der Gerölle von Transgressionsbildungen ein Schluss auf die tektonische Zugehörigkeit eines Flyschgebietes gezogen werden kann, da dieselben ja von der aufgearbeiteten Unterlage stammen, über welche das Meer transgredierte.

Die Gerölle der Transgressionsbildungen des Niesenflysches wurden von einer Unterlage (Küste) geliefert, die hauptsächlich aus kristallinen Gesteinen der unterostalpinen Decken bestand. Ob sich nun auf Grund dieser Tatsache allein etwas Bestimmtes über die Zuge-

hörigkeit der Niesendecke aussagen lässt, wage ich nicht zu entscheiden.

Die Bestimmung der tektonischen Zugehörigkeit nach der zweiten angegebenen Möglichkeit wurde, wie schon aus dem historischen Ueberblick hervorgeht, von verschiedener Seite versucht. Der Niesenflysch weist die grössten Uebereinstimmungen mit dem Prätigauflysch auf. R. STAUB (56) vereinigt aus diesem Grunde diese beiden Flyschgebiete in derselben Decke und rechnet sie zur Margna-Decke.

Einer Gleichsetzung des Niesenflysches mit dem Gurnigel-Berraflysch und dem Schlierenflysch widersprechen die tektonischen Verhältnisse, da die Niesendecke höher liegen muss, als diese Flyschgebiete [A. BUXTORF (10)]; auch die lithologischen Befunde stimmen nicht völlig überein. ED. GERBER (17) hat darauf hingewiesen, dass im Niesenflysch Glaukonitkörner fehlen, während sie im Gurnigelflysch häufig auftreten sollen.

Die dritte und vierte Möglichkeit zur Bestimmung der Zugehörigkeit der Niesendecke fällt leider für das Gebiet der Niesenkette ausser Betracht. Weder ist ein charakteristischer, nicht zum Flysch gehörender Gesteinskomplex vorhanden, noch liegen unter der Niesendecke Schuppen, die als sicher penninisch erkannt worden sind. Einen neuen Beitrag zur Frage der Herkunft der Niesendecke können daher meine Untersuchungen aus dem Gebiete der Niesenkette nicht liefern.

5. Anhang.

Die Terrassensysteme der Niesenkette.[1])

Ostabdachung:

Südlich des Niesengipfels liegt die Niesenalp, deren Hütten auf einem Boden in der Höhe von 1835 m stehen. Wie aus der topographischen und geologischen Karte hervorgeht, gehört er eigentlich zum Grat zwischen Schlundbach und Niesenbahn und bildet einen Sporn desselben. Aus diesem Grunde scheint es mir wahrscheinlich, dass dieser Boden einen Terrassenüberrest darstellt, der zum alten Talboden gehört.

Sehr gut erhalten ist dann ein Talbodenüberrest auf Gungläger (1855 m), dank der fast horizontalen Schichtlagerung, die ihn vor der Zerstörung durch die Erosion besser zu schützen vermochte. Dass

[1]) Vergl. P. BECK: Grundzüge der Talbildung im Berner Oberland. Eclog. geol. Helv. *16*, p. 139—176, 1920—22.

hier nicht etwa die Glacialerosion als karbildender Faktor die Entstehung dieses Bodens allein verschuldete, beweisen die auf gleicher Höhe liegenden Gratsporne der Burstegge und des Gungstandes, die mit der Karbildung nicht in Zusammenhang stehen können und die als Fortsetzung des Gunglägerbodens zu deuten sind.

Zinsmadegg und Meggiseregg zeigen ebenfalls in der Höhe von 1800—1860 m Gratsporne.

Auf einem gut ausgebildeten Boden liegt die Alp Kummi (1902 m) und die Alp Ottern (1950 m). Letzterer trägt noch ein Moor.

Einen ausgeprägten Gratsporn bildet Schwandfehl in der Höhe von ca. 2000 m.

Diese Angaben zeigen schon mit ziemlicher Deutlichkeit, dass auf der Ostseite der Niesenkette ein allmählich ansteigender alter Talboden in der Höhe von ca. 1800—2000 m bestanden haben muss.

Auf der Otternalp können aber noch Ueberreste eines höhern Talbodens konstatiert werden. Zwischen Winterhorn und Ladholz liegt ein Tälchen (ca. 2100—2200 m), dessen Sohle in südlicher Richtung in den Grat, der Otternbach- und Sackgraben scheidet, ausläuft. Auch hier kann es sich deshalb nur um einen alten Talboden handeln. Zu diesem wäre auch der Boden (ca. 2130 m) unterhalb des Otterngrates zu zählen. Vom Niesen bis zum Ladholzhorn liessen sich allerdings keine dieser Höhe entsprechenden Ueberreste nachweisen.

Zu erwähnen ist noch ein Talbodenrest mit einem kleinen Moor auf der Alp Furggi zwischen Gsür und Albristhorn (2094 m), der wahrscheinlich zum tiefern der besprochenen Talböden zu rechnen ist.

Unter diesen beiden obern Talböden folgt ein neuer in ca. 1500 bis 1800 m Höhe. Dieser Talboden kann nur noch an den „Eggen" erkannt werden, weil die vielen und tiefeingeschnittenen Wildbäche die Erhaltung von Terrassen und Böden verunmöglicht haben. Als Hinweise können folgende Gratsporne gelten:

Aebi, ca. 1530 m (zwischen Lauibach und Schlundbach); Ueblenberg, ca. 1530 m (zwischen Gungbach und Leimbach); Spissweiden, ca. 1500 m (zwischen Bräschgenbach und Gantenbach); Eggenweid, 1548 m (ob Ried); Tschentenegg, 1779 m (Adelboden).

Ein vierter, tieferer Talboden kann in einer Höhe von 1400 bis 1700 m nachgewiesen werden. Gut erkennbar ist derselbe als Gratsporn bei Schlechtenwald, ca. 1400 m (SE Niesen), an der Bündiegg, ca. 1400 m (zwischen Schlundbach und Heitibach) und an der Burstegge, ca. 1350 m. Im Engstligental ist er schwer nachweisbar (weil

nur schwach angedeutet), mit Ausnahme der Terrasse von Fluh-Port bei Adelboden (1668 m).

Einer untersten Talbodenstufe entsprechen die Terrassen von Ried (1070 m), Linter (1284 m), Ladholz (1295 m), Rinderwald (1324 m), Egernschwand (1326 m), Bütscheggen-Ausserschwand-Adelboden (1350 m). Dieser Talboden befand sich also in einer Höhe von ungefähr 1050 bis 1350 m. Im Frutigtal ist er nicht nachweisbar, scheint aber bei Aeschi (800 m) wieder aufzutreten.

Westabdachung:

Der oberste Talboden in ca. 2100—2200 m Höhe (oberer Talboden der Otternalp) ist durch Ueberreste auf „Boden" (südl. Seewlenhorn), Lueglen-Albristegg (ca. 2100—2150 m) und besonders schön auf Oberthal, (2175 m, südl. Männlifluh) vertreten.

Ausserordentlich gut erhalten ist der zweitoberste Talboden (1800—2000 m). Die ausgedehnten Alpen von Hinterberg (1912 m, westl. Seewlenhorn), Albrist-Albristmäder (ca. 1800 m), Muriboden (1943 m), Oberberg (1940 m, Kilei), Ober-Gurbs (1912 m) und Bütschi (1936 m) gehören zum Beispiel dieser Talstufe an.

Etwas schlechter dagegen ist der nächstfolgende, tiefere Talboden nachzuweisen (1500—1800 m). Im obern Simmental ist er durch Terrassen auf den Alpen Seewlen (1812 m), Guggernell (1679 m), Weissenberg (1555 m) und Mutzenfluh-Mühliport (1577 m) angedeutet. In den Seitentälern (Fermelbach, Fildrich, Kirel) lassen sich keine sichern Ueberreste nachweisen, doch kann er wieder im Diemtigtal auf der Witbodmenalp (1600 m), Dubachbergli (1590 m) und auf der Zwingenalp festgestellt werden.

Die der Ostseite entsprechende, unterste Stufe kann nur im obern Simmental und im untern Diemtigtal sicher nachgewiesen werden. Im obern Simmental bildet sie die Terrasse von Obersteg (Matten) und von Ried (St. Stephan) in einer Höhe von ca. 1250 m, im Diemtigtal die Terrasse Riedern-Horben-Bächlen (900—1000 m).

Eine Zusammenstellung der Resultate der Ost- und Westseite zeigt folgende sicher feststellbare Talbodensysteme: (Die niedrigere Zahl gilt für das nördliche Gebiet, die höhere für das südliche.)

a. Oberes Talbodensystem:
   1. Talboden: 2100—2200 m, nur im südlichen Gebiet der Niesenkette festgestellt.
   2. Talboden: 1800—2000 m.

b. Mittleres Talbodensystem:
3. Talboden: 1500—1800 m.
4. Talboden: 1400—1700 m.

c. Unteres Talbodensystem:
5. Talboden: 1050—1350 m (Engstligental).
900—1300 m (Simmental).

Erklärung zu Tafel VI.

Fig. 1: **Breccie aus der Frutigserie** (× 13, pol. L.).

Beginnende Umkristallisation des kalkig-tonigen Bindemittels am Rand eines Feldspateinschlusses (links oben) und eines Quarzgerölles (links unten) unter Abscheidung von Kieselsäure und ?Albit als Anwachsrand am Quarz resp. Feldspat. Der schon rein calcitische, umkristallisierte Teil des Bindemittels hebt sich als hellere Zone von dem dunklen, nicht umkristallisierten deutlich ab.

Fig. 2: **Breccie aus der Frutigserie** (× 13, pol. L.).

Zeigt die gleichen Erscheinungen wie Fig. 1 an einer andern Stelle desselben Dünnschliffes.

Fig. 3: **Quarzit aus der untern Albristserie** (× 13, p. L.).

Beispiel eines durch Infiltration von Kieselsäure umgewandelten Sandsteins. Schlecht gerundete, zum Teil undulös auslöschende detritische Quarzkörner sind in eine kieselige Grundmasse eingebettet, die reichlich helle Serizitschüppchen enthält.

Fig. 4: **Kieseliger Kalk aus der Frutigserie** (× 20).

Beispiel eines Kalkes, der infolge Umsetzung der tonig-kalkigen Grundmasse verkieselt und umkristallisiert wurde. Zum Teil neugebildete, zum Teil detritische Quarzkörner mit Anwachsrand sind in eine umkristallisierte, calcitische Grundmasse eingelagert, die nur noch wenige Tonschlieren (schwarz) enthält. Beim × serizitisierter Albitkristall mit sekundärem Anwachsrand.

Lebenslauf.

Am 19. Juni 1902 in Weinfelden (Thurgau) geboren, verbrachte ich daselbst meine ersten Jugendjahre. Durch die Uebersiedelung meiner Eltern nach Bern wurde mir Gelegenheit geboten, die Primarschule und höhern Schulen der Stadt Bern zu besuchen. Nach Ablegung des Maturitätsexamens im Herbst 1921, wandte ich mich dem Studium der Naturwissenschaften, speziell der Geologie zu. Mit Ausnahme des Sommersemesters 1924, wo ich an der Universität Lausanne studierte, verbrachte ich meine Studienzeit in Bern.

Als Separatabdruck ausgegeben am 20. Februar 1929.

Fig. 1.

Fig. 2.

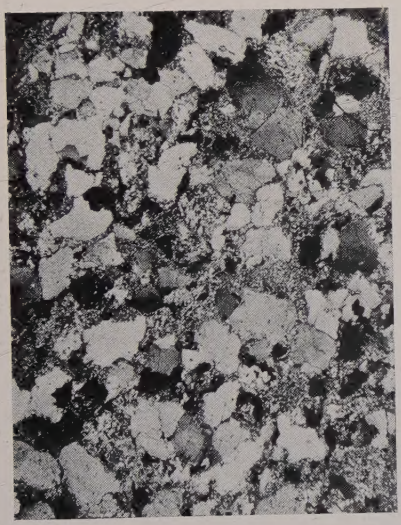

Fig. 3.

Fig. 4.

M. BORNHAUSER, Geologische Untersuchung der Niesenkette.